



Sédimentation gravitaire et paléosismicité d'une marge active : Exemple de la marge en subduction Hikurangi en Nouvelle-Zélande

Hugo Pouderoux

► To cite this version:

Hugo Pouderoux. Sédimentation gravitaire et paléosismicité d'une marge active : Exemple de la marge en subduction Hikurangi en Nouvelle-Zélande. Stratigraphie. Université Rennes 1, 2011. Français. NNT : . tel-00755471

HAL Id: tel-00755471

<https://theses.hal.science/tel-00755471>

Submitted on 21 Nov 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Hugo Pouderoux

préparée à l'unité de recherche UMR6118 CNRS Géosciences-Rennes
UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Sédimentation
gravitaire et
paléosismicité d'une
marge active :
exemple de la marge
en subduction
Hikurangi en
Nouvelle-Zélande**

**Thèse soutenue à Rennes
le 2 Décembre 2011**

devant le jury composé de :

Christian BECK

Professeur, Université de Savoie / *rapporteur*

Thierry MULDER

Professeur, Université de Bordeaux 1 / *rapporteur*

Jacques DEVERCHERE

Professeur, Université de Bretagne Occidentale /
examineur

Hans NELSON

Professeur, Université de Grenade-CSIC / *examineur*

Alan ORPIN

Research scientist, NIWA / *invité*

Jean-Noël PROUST

Directeur de recherche, CNRS / *directeur de thèse*

Geoffroy LAMARCHE

Principal Scientist, NIWA / *co-directeur de thèse*

REMERCIEMENTS

Cette thèse, menée en co-direction avec l'Université de Rennes 1, Géosciences Rennes, et le NIWA, fut l'occasion de rencontrer, discuter et débattre avec un grand nombre de personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à son bon déroulement.

Je tiens à remercier en premier lieu mes directeurs de thèse, Jean-Noël Proust et Geoffroy Lamarche, pour avoir m'avoir fait confiance en me proposant ce projet passionnant malgré mon passif d'ingénieur dans l'industrie pétrolière et la sédimentation carbonatée, puis pour m'avoir guidé, conseillé, encouragé et parfois stoppé (notamment dans mes acquisitions de données) pendant ces trois années. J'ai grandement apprécié votre disponibilité et votre soutien, notamment les derniers mois...

Mes remerciements vont également aux chercheurs de Géosciences Rennes, en particulier à Florentin Paris, Marie-Pierre Dabard et Jean-Jacques Tiercelin qui m'ont assisté et formé à certaines manipulations, ainsi qu'aux chercheurs du NIWA : Alan Orpin, Helen Neil, Helen Bostock, Phil Barnes, Joshu Mountjoy, Richard Wysoczanski, et Scott Nodder, pour les discussions parfois longues que j'ai pu avoir avec eux.

Je remercie tous ceux sans qui cette thèse ne serait pas ce qu'elle est ; bien que fondamentalement personnelle, la rédaction d'une thèse découle d'une somme d'inspirations extérieures. Je pense ici en particulier à Sebastien Migeon, qui m'initia à la description des carottes « de boue », Lionel Carter dont les connaissances régionales furent précieuses, Hans Nelson expert en sédimentation turbiditique et en paléoseismicité, avec qui les discussions furent toujours enrichissantes.

Thierry Mulder (Université de Bordeaux 1 – EPOC) et Christian Beck (Université de Savoie – LGCA) ont accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, et Jacques Deverchère (Université de Bretagne Occidentale – IUEM) m'a fait l'honneur de présider le jury de thèse. Je les en remercie profondément.

Ma reconnaissance va aussi aux chercheurs de GNS Sciences : Kate Clark, Nicola Litchfield, et Kelvin Berryman avec qui les échanges, d'idées et de données, furent systématiquement bénéfiques, aux membres du projet MARGINS S2S Waipaoa, particulièrement Clark Alexander et Steve Kuehl qui ont fourni certaines données sur les carottes et qui m'ont accueilli chaleureusement lors d'une escale au VIMS (USA).

Merci aussi aux personnes qui m'ont conseillé dans mes recherches de thèse, Roselyne Botton-Dumay et Julien Bailleul notamment, ainsi qu'à l'équipe de Géosciences Lasalle Beauvais et avant de l'IGAL qui m'ont formé à la géologie. Je me souviens tout particulièrement des interventions de Christian Montenat et de sa pédagogie sur le terrain sans lesquelles je ne serais probablement pas en train d'écrire ces quelques lignes ; merci à lui.

Un grand merci à ma famille pour son soutien sans faille, depuis maintenant presque 26 ans... Merci à Anne-Laure Verdier, Arne Pallentin, Matthieu et Claire Castellazzi pour leur hospitalité durant mes expéditions en Nouvelle Zélande. Enfin, un clin d'œil particulier à l'équipe de rugby du REC 3 pour les entraînements du jeudi soir.

A mes grands parents

TABLE DES MATIERES

Introduction :	3
Chapitre 1 : Synthèse bibliographique	9
1.1. Nature et origine de la sédimentation gravitaire	11
1.1.1. Les glissements en masse	12
1.1.2. Les écoulements gravitaires.....	14
a. Les écoulements laminaires	16
b. Les écoulements turbulents.....	17
c. Transformation et évolution dans les écoulements gravitaires	26
1.1.3. Les appareils gravitaires	29
a. Morphologie.....	29
b. Classification et modèle de dépôt	30
1.1.4. Eléments architecturaux.....	34
a. Les surfaces d'érosion.....	34
b. Les complexes chenal-levées	35
c. Les lobes.....	38
1.1.5. Facteurs de contrôle des systèmes turbiditiques.....	40
a. Contraintes régionales : tectonique et nature des apports	40
b. Climat.....	42
c. Eustatisme	43
1.1.6. Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité	44
a. Destabilisations de pente / slope failures	44
b. Courants de densité côtiers	45
1.2. Origine et enregistrement des séismes	47
1.2.1. Définitions	47
1.2.2. Mesures	48
1.2.3. Géographie des séismes.....	54
1.2.4. Les effets des séismes.....	56
a. Effets du déplacement sur le plan de faille	56
b. Effets des ondes sismiques sur les sédiments	56
1.2.5. La paléoseismicité : l'étude des séismes anciens	58
a. Estimation des paramètres des sources des séismes	59
b. Etude des effets des séismes	59
Chapitre 2 : Contexte géologique	65
2.1. Les marges actives en subduction	67
2.1.1. Les types de marges.....	67
2.1.2. Morphologie d'une marge active en subduction	68
2.2. La marge Hikurangi : cadre géodynamique et domaines morpho structuraux	69
a. La plaque Pacifique.....	69
b. La plaque Australienne et la marge Hikurangi	70
2.3. Caractéristiques de la marge Nord Hikurangi	77
2.3.1. Morphologie et dynamique sédimentaire	77
a. Le rentrant de Poverty	79
b. Le rentrant de Ruatoria	81
c. Le rentrant de Matakaoa.....	84
2.3.2. Océanographie	87
2.3.3. Sismicité	88

Chapitre 3 : Matériel et méthodes	93
3.1. Matériel	95
3.1.1. Bathymétrie	95
3.1.2. Carottes sédimentaires.....	98
a. Campagne MD152 – MATACORE.....	99
b. Campagne Tan0314	100
c. Campagne Tan0810	101
3.2. Méthodes	103
3.2.1. Bathymétrie	103
3.2.2. Analyses des carottes.....	103
a. Description	103
b. Geotek MSCL – mesures pétrophysiques et photographies	103
c. Radiographie – rayons X.....	104
d. Granulométrie	104
e. Composition	104
f. Carbone organique.....	105
g. Datation.....	106
 Chapitre 4 : Caractérisation et facteurs de contrôle de la sédimentation gravitaire sur la marge Hikurangi depuis 18 ka.....	 109
 <i>POSTGLACIAL (AFTER 18KA) DEEP-SEA SEDIMENTATION ALONG THE HIKURANGI SUBDUCTION MARGIN (NEW ZEALAND): CHARACTERISATION, TIMING AND ORIGIN OF TURBIDITES</i>	
 Chapitre 5 : Reconnaissance des turbidites co-sismiques : exemple du rentrant de Poverty.....	 161
 <i>BUILDING A 18,000 YEAR-LONG PALEO-EARTHQUAKE RECORD FROM DETAILED DEEP-SEA TURBIDITE CHARACTERISATION IN POVERTY BAY, NEW ZEALAND</i>	
 Chapitre 6 : Paléosismicité de la marge Nord Hikurangi : source, magnitude et recurrence des séismes depuis 16 ka.....	 207
 <i>SOURCES, MAGNITUDES AND RECURRENCE INTERVALS OF LARGE PREHISTORIC EARTHQUAKES AS DEDUCED FROM TURBIDITE RECORD : EXAMPLE OF THE HIKURANGI MARGIN OF NEW ZEALAND OVER THE LAST 16 KYR</i>	
 Conclusion.....	 279
 Références bibliographiques	 291
 Annexes	 313

INTRODUCTION :

***Problématique – objectifs et méthode –
chantier – organisation du manuscrit***

Problématique

La sédimentation gravitaire est ubiquiste dans le domaine marin profond des marges continentales. Elle archive les traces des grands événements tectoniques, climatiques ou volcaniques passés sous forme d'une succession de dépôts plus ou moins continus qui permettent de mieux appréhender l'évolution géologique des marges. Elle complète ainsi les archives terrestres et côtières soumises à des processus d'érosion importants en préservant sur de très longues périodes temporelles ($> 10,000$ ans) un enregistrement à très haute résolution (< 100 ans), notamment lors des périodes de bas niveau marin. La sédimentation gravitaire comprend toutefois une grande variété de processus et de mécanismes hydrodynamiques qui nécessite une étude détaillée pour définir les mécanismes de mise en place et leur signification géologique. Les turbidites sont parmi les dépôts gravitaires les plus étudiés aussi bien pour leur propriétés intrinsèques, qui les positionnent parmi les meilleurs réservoirs pétroliers, que pour leurs mécanismes de déclenchement très sensibles aux paramètres externes comme le climat ou la tectonique. Si les facteurs de contrôle de la sédimentation turbiditique sont identifiables avec précision à l'échelle du système sédimentaire ($100,000$ ans à 1 Ma), les mécanismes déclencheurs à l'échelle de l'écoulement (1 à $1,000$ ans) sont plus difficile à définir et à individualiser à cause de l'indépendance entre le phénomène déclenchant et le mécanisme hydrodynamique (courant de turbidité).

Les marges actives en subduction, collision ou transtension constituent un environnement privilégié pour l'étude de la sédimentation gravitaire, et particulièrement des écoulements turbiditiques, qui forment l'essentiel du remplissage des bassins sédimentaires. Les forts gradients bathymétriques, l'abondance de systèmes sédimentaires gravitaires et la grande quantité des apports issus de l'érosion des chaînes de montagnes maximisent l'enregistrement avec des taux de sédimentation très élevés qui permettent d'atteindre un découpage stratigraphique à l'échelle de la centaine d'années sur des périodes de plusieurs dizaines de milliers d'années. L'intense activité sismique qui caractérise ces environnements est souvent rapportée comme responsable des écoulements gravitaires et des courants de turbidité en particulier, et la corrélation entre turbidites et tremblements de terre est communément établie pour les exemples historiques. Les successions turbiditiques offrent ainsi l'opportunité de reconstituer avec précision l'histoire mal connue de la paléosismicité des marges actives à des échelles temporelles inatteignable par les enregistrements historiques ($> 10,000$ ans). De telles reconstitutions sont capables de mieux évaluer les risques sismiques des zones côtières, souvent fortement peuplées, en proposant des études représentatives qui prennent en compte un grand nombre de séismes puissants (> 10) dont les temps de retour sont de l'ordre de 100 à 1000 ans.

L'utilisation des turbidites comme archives paléosismiques est une application récente qui nécessite toujours de gros moyens océanographiques mis en œuvre dans le cadre de programmes de recherches nationaux et internationaux. Les critères de reconnaissance du déclenchement sismique des turbidites sont encore mal contraints, et les incertitudes sont accrues lorsque plusieurs mécanismes déclencheurs agissent de concert dans l'enregistrement sédimentaire (séismes, tempêtes, crues, tsunamis, éruptions volcaniques, etc ...). L'étude de turbidites durant l'holocène terminal ($< 7,000$ yr BP) fournit des résultats concluants dans certains environnements sédimentaires. Cette période, caractérisée par une stabilité climatique et eustatique (holocène interglaciaire, haut niveau marin), favorise la préservation des turbidites et exacerbe le signal sismique qui devient généralement dominant. Cette durée d'enregistrement relativement faible offre d'importantes informations sur la fréquence des

principaux séismes mais reste insuffisante pour l'étude des séismes les plus destructeurs de faible fréquence et forte magnitude. Un enregistrement étendu au derniers 18,000 ans, date qui correspond au dernier maximum glaciaire et au dernier bas niveau marin, doit permettre une meilleure connaissance des phénomènes basses fréquences mais implique également de nouvelles contraintes engendrées par des variations climatiques (transition glaciaire – interglaciaire) et eustatiques importantes (transgression marine). Dans ces conditions, la signature géologique des séismes risque de se confondre avec celle d'autres mécanismes déclencheurs comme les crues et les tempêtes, et nécessite une méthode d'identification directe et appropriée.

Objectifs et méthode

L'étude présentée dans ce manuscrit a pour objectifs principaux (1) de déterminer les contributions relatives de la tectonique (séismes) et du climat (crues, tempêtes) dans le déclenchement des écoulements gravitaires et des courants de turbidités, (2) et de reconstituer un calendrier paléosismique répertoriant l'âge, la fréquence, la distribution spatiale et la magnitude des séismes sur plusieurs milliers d'années, à partir de analyse détaillée des turbidites en s'appuyant sur une approche de caractérisation progressive qui connecte le dépôt sédimentaire (turbidite) au mécanisme déclencheur (séisme).

La caractérisation des mécanismes déclencheurs des turbidites nécessite la connaissance préalable de la dynamique sédimentaire globale et des facteurs de contrôle qui régissent la morphologie, l'architecture, et les apports du système sédimentaire considéré. Cette analyse permet d'individualiser les dépôts gravitaires parmi les autres types de dépôts (hémipélagites, tephra, contourites, etc ...) et de déterminer les facteurs de contrôle dominants (tectonique ou climat) et leur évolution dans le temps. La relation entre turbidite et séisme est ensuite établie en suivant trois étapes successives (Figure 0.1) :

(1) une description du dépôt et de sa structure, qui permet de le relier au mécanisme hydrodynamique (courants de turbidité) et d'exclure les autres mécanismes potentiels comme les courants hyperpycniaux.

(2) une analyse sédimentaire précise qui contraint l'origine spatiale des sédiments en haut de pente continentale et distingue la nature des apports : les instabilités de pente, les crues, les courants de densité verticaux, les courants de cascades ou de resuspension côtières.

(3) une corrélation spatiale des turbidites entre différents bassins et leur corrélation temporelle avec la sismicité historique et/ou les indices paléosismiques terrestres, qui permettent de confirmer un déclenchement régional synchrone caractéristique des séismes ou des vagues de tempêtes et tsunamis. Ce dernier mécanisme, qui est inexistant au delà d'une profondeur limite, est peu vraisemblable pour les périodes de haut niveau marin.

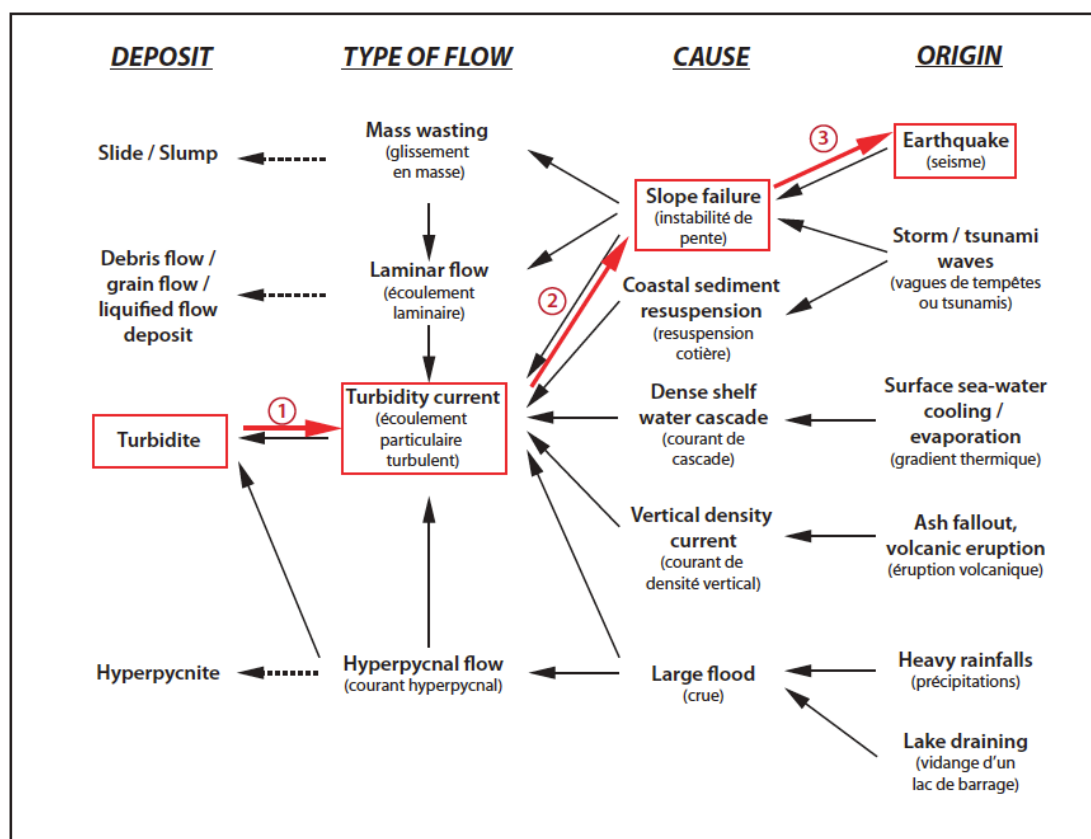


Figure 0.1 : méthode de caractérisation du mécanisme déclencheur des turbidites. Les flèches noires symbolisent le trajet « normal » qui mène de l'origine de l'écoulement gravitaire au dépôt final (les flèches en pointillés ne mènent pas au dépôt de turbidites). Les flèches rouges et les numéros indiquent le cheminement du raisonnement appliqué dans cette étude.

Chantier

Le chantier retenu pour cette étude est la marge active en subduction Hikurangi, en Nouvelle-Zélande. Cette marge, riche des efforts et résultats de nombreux programmes de recherche nationaux et internationaux entrepris sur les dernières décennies, convient parfaitement à l'étude de la sédimentation gravitaire récente, de part sa localisation le long de la zone de convergence entre les plaques Pacifique et Australienne, la diversité de sa morphologie, son intense activité tectonique et ses forts taux de sédimentation qui génèrent un enregistrement sédimentaire d'une exceptionnelle qualité. La Nouvelle-Zélande bénéficie d'un climat océanique qui favorise une érosion importante des chaînes de montagne en constante surrection et alimente en continu les bassins sédimentaires sur les derniers millions d'années. La sédimentation gravitaire est présente sur la marge à diverses échelles allant des avalanches géantes à blocs plurikilométriques qui s'épanchent sur la pente continentale et dans la fosse de subduction, aux turbidites centimétriques qui s'empilent dans les bassins perchés et la fosse de subduction. Trois rentrants plurikilométriques espacés de 100 km incisent profondément la partie Nord de la marge Hikurangi et concentrent l'essentiel de la sédimentation gravitaire quaternaire. Ils constituent les meilleurs candidats pour l'étude de l'activité gravitaire des derniers 18,000 ans. Malgré ce contexte favorable, la sédimentation gravitaire et ses causes sont très mal connues sur la marge du fait notamment d'un enregistrement historique des événements catastrophiques extrêmement limité (< 200 ans) : les tempêtes violentes et les crues sont connues à l'échelle pluri-centennale, mais les séismes puissants $M_w > 7.5$, dont les

séismes de subduction, n'ont jamais été observés et sont très mal contraints par les études paléosismiques actuelles.

La présente étude fait suite à la mission océanographique MD152 MATACORE encadrée par les laboratoires Géosciences Rennes et Géoazur des Universités de Rennes1 et de Nice, et s'inscrit dans le cadre du programme de recherches « FRST Paleoseismicity » du National Institute of Water and Atmospheric research de Nouvelle-Zélande (NIWA).

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'organise en six chapitres principaux. Le corps de cette thèse comprend trois articles rédigés en anglais dans les chapitres 4, 5 et 6. Deux articles sont soumis à des revues internationales, dont un accepté avec modifications mineures. Le dernier est en phase de finalisation.

- Le premier chapitre présente les résultats d'une synthèse bibliographique qui a précédé ce travail. Elle concerne la sédimentation gravitaire et se consacre à un mécanisme déclencheur important : les séismes.
- Le deuxième chapitre présente les principales caractéristiques du chantier d'étude : la marge Nord Hikurangi avec son cadre géodynamique et son environnement sédimentaire.
- Le troisième chapitre présente le jeu de données exploité dans ce travail, ainsi que les analyses et méthodes utilisées pour répondre aux objectifs fixés.
- Le quatrième chapitre est dédié à la description de la sédimentation profonde le long de la marge Nord Hikurangi et discute des facteurs de contrôle de la sédimentation gravitaire. La caractérisation détaillée des sédiments permet notamment d'individualiser les turbidites des autres dépôts.
- Le cinquième chapitre se focalise sur les mécanismes déclencheurs des turbidites et détaille les critères discriminants qui permettent d'établir le lien entre turbidites et séismes. Le raisonnement est réalisé sur le rentrant de Poverty qui contient la plus grande fréquence de turbidites depuis 18,000 ans et apporte une première estimation du seuil de déclenchement des turbidites en terme de magnitude et de source.
- Le sixième chapitre présente les corrélations chrono-stratigraphiques entre les trois rentrants de la marge. Il établit les critères de reconnaissance des turbidites co-sismiques, les temps de retour des séismes, et une méthode d'estimation du seuil de déclenchement des turbidites qui permet de fournir un ordre de grandeur des magnitudes et des sources possibles des séismes. Cette méthode permet notamment de confirmer l'identification de séismes interplaques dans l'enregistrement sédimentaire.

Un volet final conclut ce manuscrit en synthétisant les résultats obtenus au cours de l'étude de l'enregistrement sédimentaire profond de la marge Nord Hikurangi sur les derniers 18,000 ans. Il est composé de trois axes majeurs qui résument les résultats obtenus : (1) les facteurs de contrôle de la sédimentation gravitaire, (2) les mécanismes déclencheurs et la reconnaissance des turbidites co-sismiques, et (3) l'origine des paléoséismes et la cyclicité des ruptures interplaques.

Chapitre 1 : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

Sédimentation gravitaire – Séismes et paléosismicité

Ce premier chapitre propose une revue bibliographique non exhaustive de la sédimentation gravitaire et de la sismicité, nécessaire à la compréhension des notions abordées et discutées dans ce manuscrit.

La première partie présente la variété des processus, des dépôts, des architectures, des facteurs de contrôle et des mécanismes déclencheurs de la sédimentation gravitaire. Une attention particulière est apportée aux « courants de turbidité » sens large, thème principal de ce mémoire.

La deuxième partie consacrée à la sismicité s'articule autour de cinq points principaux : la définition et le déclenchement d'un séisme, les techniques de mesure, la répartition des séismes et leur localisation préférentielle dans les zones de convergence lithosphérique, les effets des séismes et leur enregistrement sédimentaire, et les principales méthodes de la paléosismologie.

1.1. NATURE ET ORIGINE DE LA SEDIMENTATION GRAVITAIRE

La sédimentation gravitaire correspond à l'ensemble des processus capables de transporter des sédiments des plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales sous l'action principale de la gravité (Middleton and Hampton, 1973; Figure 1.1). L'étude et l'analyse de ces processus permettent la compréhension de la construction et de l'évolution des marges continentales. Dans le cas de marge active (en subduction notamment) ils garantissent la majorité du remplissage des bassins sédimentaires et leur étude permet de reconstituer l'histoire de la marge.

Dans cette revue succincte, les processus gravitaires ont été divisés en deux principaux groupes : les glissements en masse et les écoulements gravitaires ; ces derniers regroupent les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

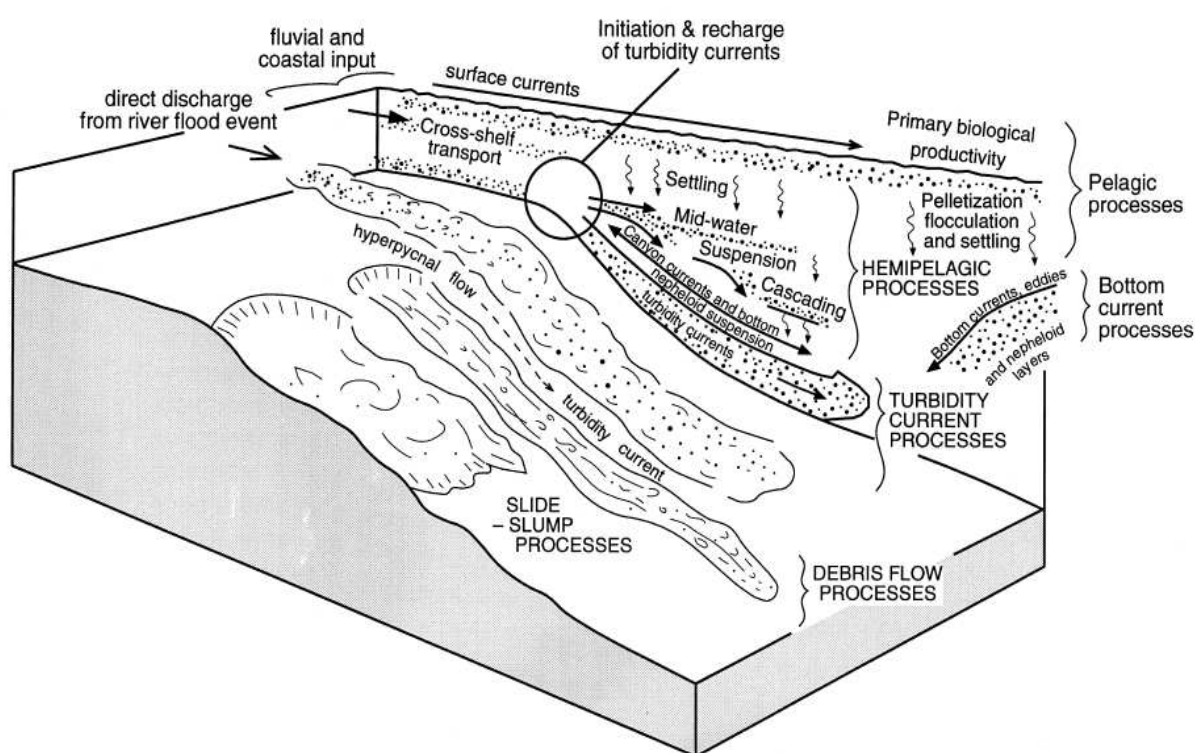


Figure 1.1 : diagramme composite illustrant les différents processus de transport et de dépôt en milieu marin profond : la décantation hémipelagique, les courants de fonds et les principaux types de transports gravitaires (Stow and Mayall, 2000).

1.1.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse sont définis par la mise en mouvement d'une masse de sédiments sur un plan de cisaillement basal. La structure interne des sédiments est peu ou pas déformée et la distance de transport est limitée. Il est possible de différencier trois catégories de glissements en masse en fonction de la nature et de l'intensité de la déformation : (1) le fluage (*creeping*), (2) les glissements translationnels (*slides*) et (3) les glissements rotationnels (*slumps*).

Le phénomène de *creeping*, ou fluage, est un processus de déformation à long terme, du à la contrainte induite par la charge de la colonne sédimentaire. Cette contrainte génère une zone de décollement. La déformation s'effectue à charge constante et à faible vitesse par réorganisation des liaisons électro-chimiques des particules et par variation de la pression interstitielle (Stow et al., 1996 ; Mulder and Cochonat, 1996). Ce processus bien connu du milieu continental est difficilement observable dans l'offshore. Alors que le climat et les cycles gel/dégel sont définis comme facteur du fluage continental, l'agent majeur du *creeping* offshore semble être la bioturbation (Stow et al., 1996). Le fluage peut rapidement évoluer vers le glissement translationnel (*slide*) voire vers le glissement rotationnel (*slump*), si la limite de déformation est dépassée.

Le *slide* est un glissement de larges blocs de sédiments (partiellement) lithifiés suivant des plans de cisaillement translationnels. Il peut intervenir à différentes échelles de taille et de déplacement ; certains peuvent mettre en mouvement des zones de plusieurs dizaines de kilomètres de larges sur plusieurs kilomètres de distance (Stow et al., 1996). Le déplacement se fait le long d'un plan de cisaillement et du fait de la consolidation de la masse sédimentaire, il n'y a pas de déformation interne. Un modèle idéalisé de *slide* comprend une série de déformations (Figure 1.2): une extension dans la zone amont (tête) avec des failles normales et listriques, et une zone de compression aval (queue) où se forment des plissements et des failles inverses. Ce modèle fait également intervenir des micro-failles ou des plis localisés de faible amplitude dans la zone interne.

Le *slumping* est un mouvement en masse de sédiments partiellement consolidés suivant une surface de cisaillement rotationnel basal. Ce processus apparaît sur de faibles pentes (Stow et al., 1996) et peut se mettre en place à différentes échelles (certains couvrant des surfaces de plus de 100 km²). Contrairement aux *slides*, la déformation interne est importante et hétérogène (Figure 1.3). La déformation intervient lorsque les tensions dépassent une valeur critique. Lorsqu'elle rechute en dessous de cette valeur, la masse de sédiments « gèle » en conservant la structuration de la déformation. La déformation n'étant pas uniforme sur l'ensemble de la masse, le gel est rarement synchrone sur l'ensemble de la masse sédimentaire. La zone de *slump*, particulièrement la cicatrice d'arrachement, peut être réactivée ultérieurement par un arrachement rétrogressif. Répété à outrance, ce processus génère des chenaux d'écoulement ou des canyons.

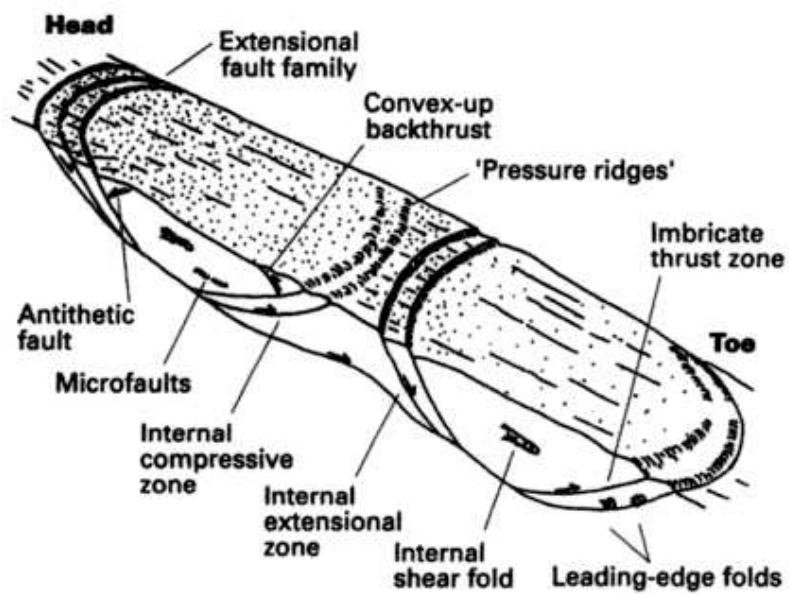


Figure 1.2 : modèle idéalisé d'un slide (Stow et al., 1996).

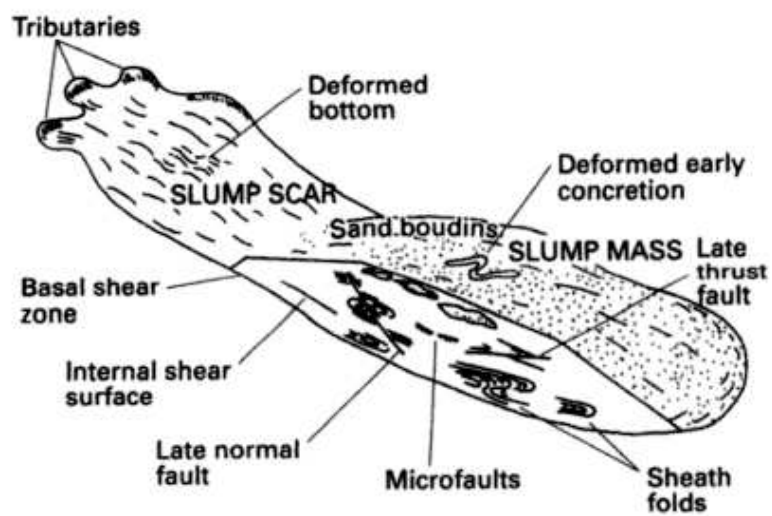


Figure 1.3 : modèle idéalisé d'un slump (Stow et al., 1996).

1.1.2. Les écoulements gravitaires

Le mouvement des écoulements gravitaires résulte de la différence de densité entre le mélange fluide/sédiment et le fluide ambiant. Ils peuvent être divisés en deux ensembles selon leur régime hydraulique : les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

La distinction entre ces deux types d'écoulements se fait par le nombre de Reynolds (R_e), caractéristique du régime de l'écoulement (rapport des forces d'inerties sur la viscosité) : un écoulement laminaire présente une forte viscosité et $R_e \ll 1$, alors que la viscosité est peu significative dans les écoulements turbulents correspondant à $R_e > 2000$. Ainsi, la variation des paramètres de R_e peut conduire à une évolution des écoulements, passant d'un écoulement laminaire à un turbulent, à la suite par exemple d'une diminution de la viscosité.

Dans le cadre des écoulements gravitaires, le nombre de Reynolds est également en relation avec la concentration en particules de l'écoulement. Mulder and Cochonnat (1996) proposent une classification des processus gravitaires et fait intervenir la concentration en particules (variable « C » ; Figure 1.4). Le seuil de 9% (limite de Bagnold) permet d'identifier les écoulements laminaires et turbulents.

La classification des écoulements gravitaires repose sur le mode de maintien en suspension des particules dans l'écoulement (Figure 1.5) : (1) support par la matrice, (2) support par collision granulaire, (3) support par expulsion de fluide inter-granulaire et (4) support par turbulence. Les trois premiers cas correspondent à des écoulements laminaires, le dernier à un écoulement turbulent.

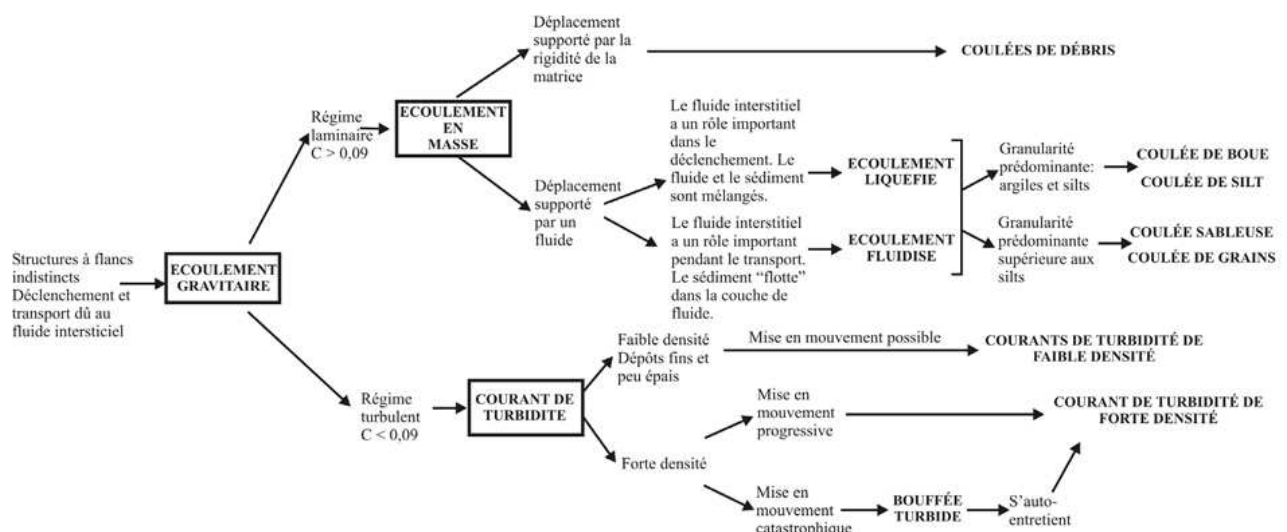


Figure 1.4 : classification globale des écoulements gravitaires (traduit d'après Mulder and Cochonnat, 1996).

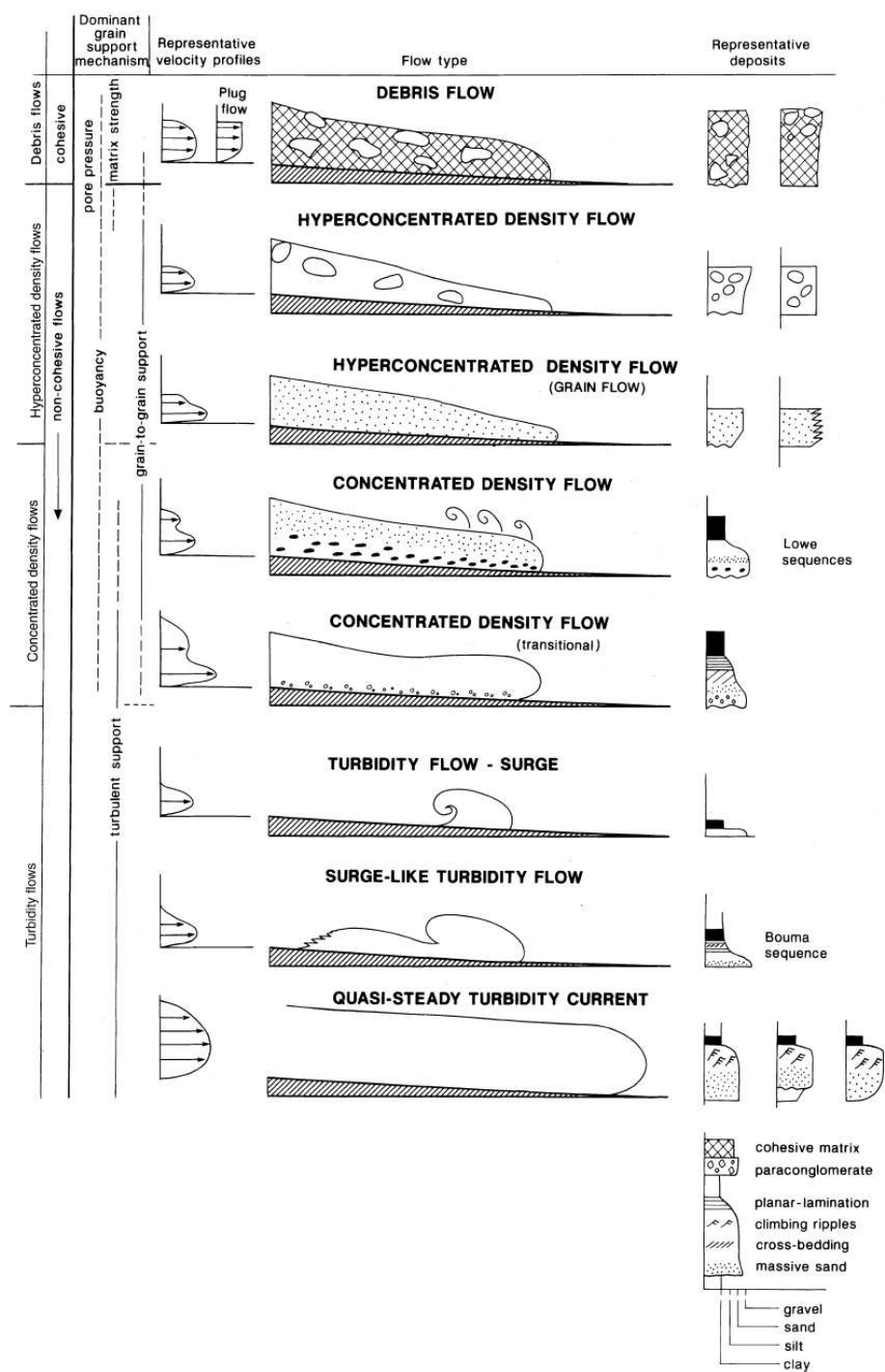


Figure 1.5 : Représentation schématique et idéalisée des différents écoulements gravitaires (Mulder and Alexander, 2001). La distinction des écoulements se fait par la rhéologie : (1) les écoulements cohésifs (coulées de débris) et (2) les écoulements frictionnels ou non-cohésif (écoulements de densité hyperconcentrés, écoulements de densité concentrés et écoulements turbiditiques).

a. Les écoulements laminaires

Ces écoulements sont caractérisés par une concentration en sédiment et une viscosité élevées empêchant théoriquement le développement de la turbulence. La concentration en sédiment étant supérieur à 9%, l'écoulement prend un comportement de fluide plastique, non-newtonien (ou fluide de Bingham). Le transport est lié à plusieurs mécanismes : la pression de dispersion produite par la collision inter-granulaire, la rigidité de la matrice et les forces de flottabilité et de friction (Figure 1.5). La distinction des différents écoulements laminaires se fait en fonction de la taille et de la concentration en éléments, de la matrice et de la présence de fluide (eau). Trois types d'écoulements sont ainsi différenciés : (1) les coulées de débris, (2) les écoulements granulaires (ou fluidisés) et (3) les écoulements liquéfiés.

Les coulées de débris (*debris flows*), dans lesquels la gravité est un important facteur de mouvement, sont les écoulements les plus fréquemment rencontrés. Le terme *debris flows* a souvent été utilisé comme un terme générique dans la littérature (regroupant souvent des écoulements cohésifs et non cohésifs). Les coulées de débris sont caractérisées par la cohésion existant entre les particules transportées, assurée par la matrice et les forces de flottaison. La matrice, souvent dominée par des silts ou des argiles, assure l'essentiel du support des éléments. Ces éléments, qui flottent dans ou sur la matrice, peuvent être d'une grande variété : galets mous d'argiles, sables, galets voire blocs pluri-métriques. La base de l'écoulement repose souvent sur une pellicule d'eau, générant un phénomène d'hydroplaning qui implique de fortes vitesses de déplacement (de quelques mètres par seconde, à plusieurs dizaines de mètres par seconde ; Mohrig et al., 1998). Cette « langue » d'eau empêche également une érosion importante du substrat (peu ou pas d'érosion). Le dépôt des coulées de débris est nommé débrites, et correspond généralement à un dépôt mal classé et hétérogène, quelques fois massif, s'effectuant par « gel » de l'écoulement.

Les écoulements granulaires (*grain flows*, également appelés écoulements fluidisés) sont assurés par les collisions inter-granulaires qui créent une pression de dispersion. Ce type d'écoulement intervient dans des silts, sables ou graviers non cohésifs et bien classés. Des pentes fortes (18 à 37°) sont nécessaires pour l'auto-entretien de l'écoulement, par exemple en tête de canyon ou sur la pente de certains prodeltas. Les *grain flows* parcourent généralement de faibles distances. Les dépôts associés sont souvent fins (quelques centimètres d'épaisseur) et massifs. Ils peuvent présenter un granoclassement inverse à la base. La sédimentation s'effectue lorsque l'énergie cinétique devient inférieure à l'énergie dissipée par les chocs (gel de l'écoulement), dès que la pente diminue.

Les écoulements liquéfiés sont essentiellement dus à une augmentation rapide de la pression interstitielle du fluide en présence (liquide ou gaz ; Mulder and Cochonat, 1996). A la différence de la fluidification, phénomène progressif qui s'auto-entretient avec l'écoulement, la liquéfaction est un processus spontané. Le fluide en surpression tend à s'échapper verticalement, ce qui crée et maintient la dispersion des grains. Le mouvement ainsi initié se déplace sur la pente par gravité ; il peut se mettre en place sur des pentes très faibles (<0.2° dans le delta du Mississippi ; Mulder and Cochonat, 1996). Les écoulements liquéfiés sont caractérisés par des particules non cohésives (sables ou silts), maintenues en suspension par la surpression du fluide interstitiel. L'écoulement stoppe lorsque la pression interstitielle devient inférieure ou égale à la pression hydrostatique (rééquilibrage des pressions : l'échappement du fluide s'interrompt). Du fait d'un échappement vertical, le « gel » s'effectue de la base vers le sommet de l'écoulement (*freezing upward*). Le dépôt qui en résulte est

silteux ou sableux, massif et homogène ; il peut localement présenter des figures d'échappement de fluide. Ce type d'écoulement est difficilement identifiable dans l'ancien.

Les écoulements laminaires font donc intervenir différents processus, qui présentent pourtant des caractéristiques communes :

- (1) des contacts inférieurs et supérieurs très nets illustrant un arrêt rapide et un dépôt en masse
- (2) une matrice argileuse présente en proportion variable (de quelques dizaines de % à moins de 1% ; Shanmugam, 2000)
- (3) souvent des galets ou blocs dispersés au sein du dépôt. Ils peuvent montrer un alignement plus ou moins grossier, traduisant le caractère laminaire de l'écoulement.

b. Les écoulements turbulents

Les écoulements turbulents sont « des écoulements sédimentaires gravitaires dans lesquels les particules sont maintenues en suspension principalement par la composante verticale dirigée vers le haut de la turbulence » ; (Middleton and Hampton, 1973). La turbulence est assurée par une concentration faible en particules, variable selon le type d'écoulement, mais toujours inférieure à 9% (limite de Bagnold).

Les classifications des écoulements turbulents sont souvent reprises et modifiées suivant les auteurs et les courants de pensées, ce qui explique leur évolution constante. Mulder and Alexander (2001) proposent une nomenclature dont s'inspire en partie ce mémoire (Figure 1.5). Dans leurs travaux, ils distinguent les écoulements turbulents des autres par :

- (1) la taille des grains. Les écoulements turbulents ne peuvent pas transporter de gros clastes (graviers ou galets de quartz), mais il est fréquent d'observer l'incorporation de clastes de faible densité (galets mous d'argiles ou débris végétaux).
- (2) l'épaisseur relative plus importante du terme Ta de la séquence de Bouma (Bouma, 1962), par rapport aux autres termes d'une même séquence de dépôt ; surtout présent dans les écoulements de densité concentrés.
- (3) la stratification et les structures sédimentaires internes.

Historique et évolution des idées

Contrairement aux écoulements laminaires observables en milieu continental (glissement de terrain, écoulements pyroclastiques, coulées de boues, etc...), les écoulements turbulents sont exclusivement présents dans les environnements subaquatiques. Leurs observations et études ont donc été plus longues et plus tardives. Toutefois, dès la fin du 19^{ème} siècle des écoulements gravitaires subaquatiques sont mis en évidence dans le lac Léman, à l'embouchure du Rhône (Forel, 1887). D'autres observations similaires sont faites par d'autres chercheurs au début du 20^{ème} siècle, mais il faut attendre 1950 et les expériences de Kuenen and Migliorini (1950) pour voir apparaître le concept de sédimentation turbiditique. Leurs expérimentations vont démontrer l'existence des courants de turbidité et leur capacité à transporter des sédiments silicoclastiques dans les environnements profonds. Les théories réduisant les sédiments sableux au milieu côtier s'effondrent.

Kuenen and Mogliorini (1950) distinguent les courants de turbidité des autres écoulements par leur mécanisme de transport des grains. Le transport par suspension domine dans les écoulements turbiditiques. Cette découverte permet la réinterprétation d'un grand nombre de séries anciennes. Ainsi, les séries de flyschs où la stratification alterne bancs sableux et bancs argileux sont réinterprétées et attribués à un seul processus de dépôt.

Bouma (1962) proposa une séquence de dépôt idéalisée d'un courant de turbidité, ainsi que la répartition des faciès sur un cône de dépôt (Figure 1.6). La **séquence de Bouma** présente une succession de cinq faciès (nommé T_a à T_e) au-dessus d'une surface érosive basale. La séquence est rarement observable dans son intégralité à l'affleurement, en raison de l'érosion basale et de la position sur le cône de dépôt. Avec ses travaux, Bouma (1962) introduit la notion de perte d'énergie des écoulements de turbidité au cours de leur écoulement, mais ne présente pas les processus dynamiques à l'origine des structures de sa séquence de dépôt.

La séquence de Bouma est par la suite complétée par Sanders (1965), puis par Walker (1967) qui expliquent les comportements dynamiques des écoulements turbiditiques (Figure 1.7). Tous deux distinguent deux régimes d'écoulements au sein d'un courant de turbidité : un écoulement inférieur non turbulent, ou régime d'écoulement supérieur (Walker, 1967), et un écoulement supérieur de nature turbulente, ou régime d'écoulement inférieur. Cette distinction permet d'expliquer l'absence de structure du terme basal T_a par un dépôt en masse de l'écoulement inférieur, assimilé à un écoulement laminaire (Postma et al., 1988). Dans son étude, Walker (1967) appuie la thèse de Bouma (1962) en distinguant les turbidites proximales des turbidites distales.

Les travaux des années 1970 montrent que la séquence de Bouma ne suffit pas à expliquer les nombreux cas possibles de dépôts turbiditiques. La séquence de Bouma se restreint aux turbidites à grains moyens (sables moyens aux vases). Les géologues vont donc tenter de compléter les lacunes en développant des modèles supplémentaires. Stow and Shanmugam (1980) proposent un modèle pour les courants de turbidité de faible densité (riche en particules fines) et Lowe (1982) créé un système correspondant aux courants de turbidité de haute densité (riche en matériaux grossiers). Ajoutés à la séquence de Bouma, ces deux modèles permettent l'étude des principaux systèmes turbiditiques (Figure 1.8).

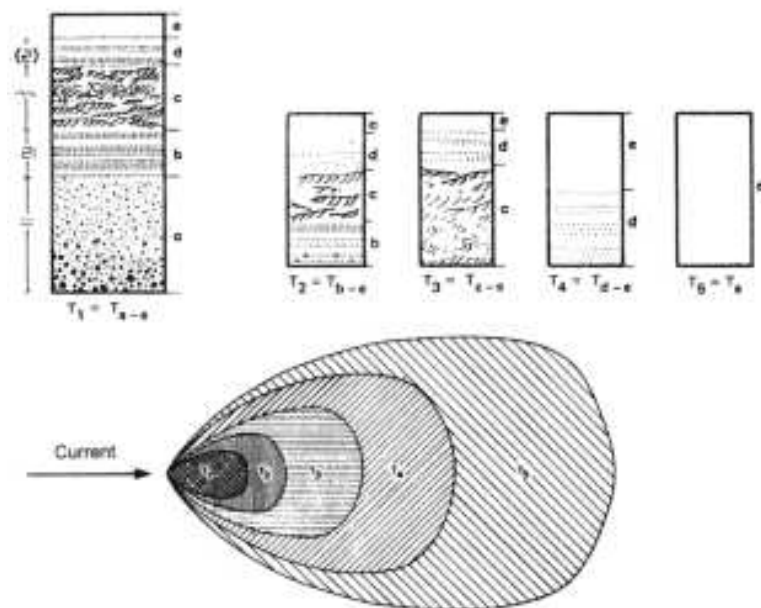


Figure 1.6 : la séquence de Bouma et son cône de dépôt présentant l'évolution spatiale d'une série turbiditique (Bouma, 1962).

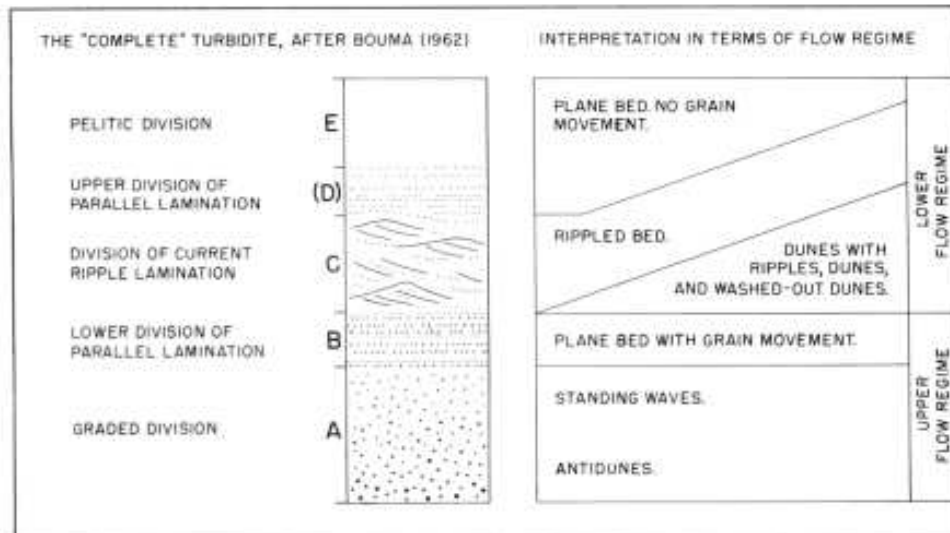


Figure 1.7 : interprétation de la séquence de Bouma en terme de régime hydraulique par Walker (1967).

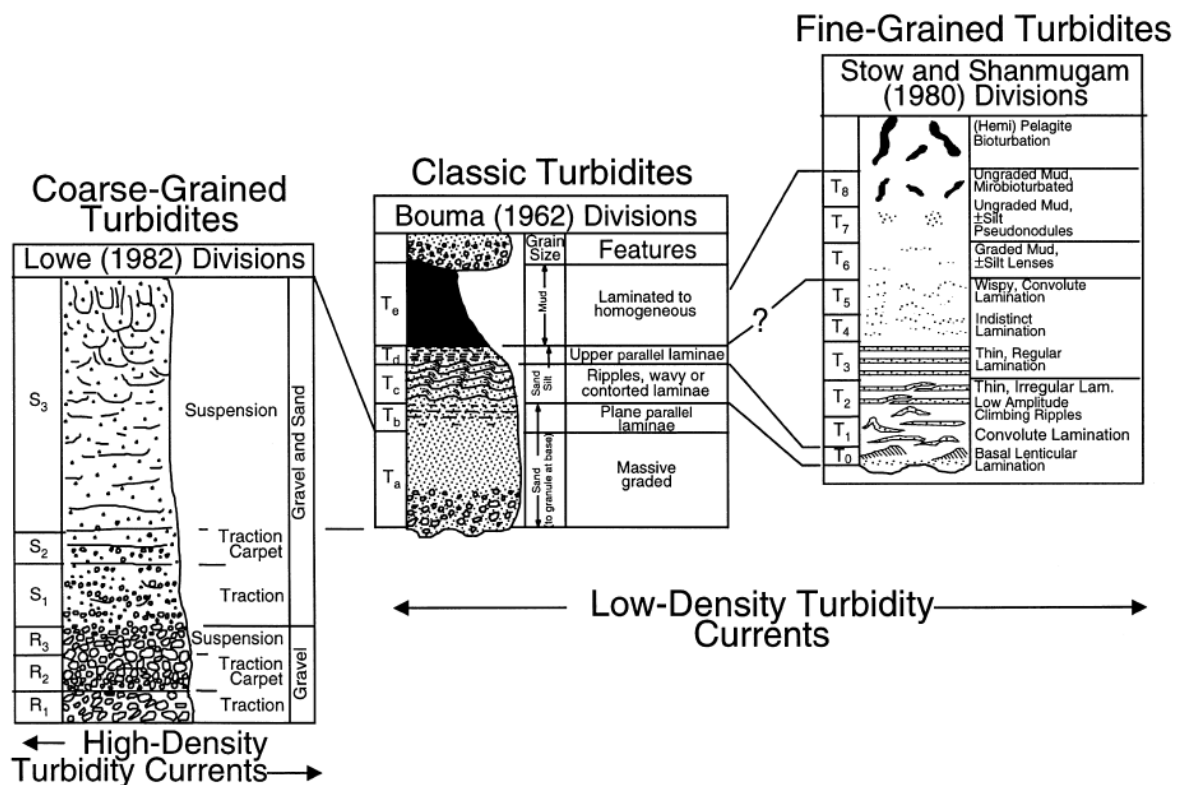


Figure 1.8 : modèles de séquence de dépôt (Shanmugam, 2000). La séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les turbidites sableuses de Lowe (1982) et les turbidites argilo-silteuses de Stow and Shanmugam (1980).

Le **modèle de Lowe** (1982) pour les turbidites sableuses est en fait une extension de la séquence de Bouma. Le terme Ta de Bouma correspond à l'intervalle S₃, sommet de la séquence, dans lequel se développent des figures d'expulsion de fluide (Figure 1.8). La séquence présente un granoclassement normal dans son ensemble : les termes « S » correspondent à des sables et graviers fins et les termes « R » à des sédiments graveleux. Les termes de base R témoignent d'un transport par traction (présence d'un granoclassement inverse dans R₂) assimilable aux processus de *grain flows* (Stow et al., 1996).

Dans l'ensemble S, S_1 et S_2 correspondent au transport tractif d'un écoulement puissant non turbulent ; S_3 est essentiellement déposé par suspension à la suite d'un écoulement turbulent. Dans son modèle, Lowe (1982) présente les différents comportements dynamiques des écoulements turbiditiques proposés par Sanders (1965) et Walker (1967), avec un écoulement supérieur turbulent surmontant un écoulement inférieur laminaire.

Le modèle des turbidites à particules fines est dominé par les termes (T_c) T_d et T_e de Bouma (Figure 1.8). Ces dépôts résultent d'un écoulement de faible densité transportant essentiellement des silts et argiles. La **séquence de Stow and Shanmugam** (1980) est mise en place par trois principales dynamiques de dépôt : suspension et traction pour les termes de base (T_0 à T_2), vannage et floculation des argiles pour les termes intermédiaires (T_3 à T_5), et suspension seule pour les termes sommitaux (T_6 à T_8).

Il serait tentant de rassembler ces trois modèles en un seul, censé représenter une séquence turbiditique idéale. La séquence idéale présenterait 16 divisions allant des termes grossiers de Lowe (1982) à la base, aux termes fins de Stow and Shanmugam (1980) au sommet. Cependant, il n'existe aucune référence à cette séquence idéale dans les systèmes anciens ou modernes. L'absence d'observation suggère donc que le modèle turbiditique idéal n'existe pas (Shanmugam, 2000).

Il convient donc de ne pas simplifier en assemblant les modèles. Les trois séquences de Bouma (1962), Stow and Shanmugam (1980) et Lowe (1982) constituent à l'heure actuelle la référence pour l'étude des séquences turbiditiques.

Anatomie d'un écoulement gravitaire turbulent

Les écoulements gravitaires (particulièrement les écoulements turbulents) présentent une anatomie régulière avec une tête et un corps bien défini, accompagnés quelques fois d'une queue (souvent incorporée au corps de l'écoulement) (Figure 1.9).

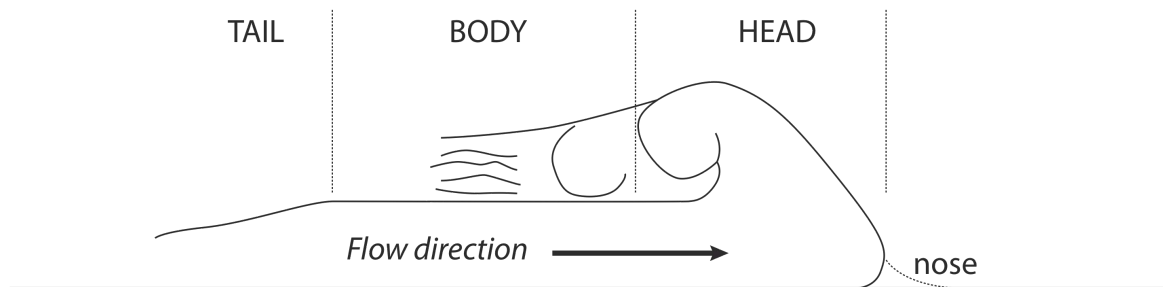


Figure 1.9 : anatomie d'un écoulement gravitaire turbulent

La tête représente l'intrusion soudaine d'un fluide en mouvement dans le fluide ambiant immobile. Le fluide immobile s'oppose à l'intrusion et donne à la tête sa forme particulière avec un nez en surplomb. La tête de l'écoulement représente la zone de turbulence maximum. Sa vitesse est plus lente que celle du corps, mais l'augmentation de la vitesse du corps au cours de l'écoulement entraîne une augmentation de la taille de la tête mais pas une accélération. A l'arrière de la tête sont présents de gros volutes transverses qui permettent l'incorporation du fluide ambiant à l'écoulement.

Le corps de l'écoulement possède une vitesse de 30 à 40% supérieure à celle de la tête. La vitesse n'est pas uniforme et présente un maximum dans une zone proche de la base (U_{max}).

Selon les observations de Kneller and Buckee (2000), cette zone divise l'écoulement en deux régions (Figure 1.10) :

(1) une partie interne à la base possédant un gradient de vitesse positif. Son épaisseur n'excède pas la moitié de l'épaisseur de la partie externe. La région interne est plus dense et plus riche en sédiments.

(2) une région externe au sommet, moins dense et plus turbulente, qui possède un gradient de vitesse négatif.

Les auteurs observent également l'existence d'un gradient de concentration, plus ou moins prononcé suivant la nature de l'écoulement. D'une manière générale, ce gradient confirme la division en deux régions, avec un niveau basal dense et une partie externe moins concentrée en sédiment ; le maximum de concentration se situant proche de la zone de vitesse maximum. Suivant la vitesse de l'écoulement et sa concentration, l'érosion sera plus ou moins prononcée sur le substrat.

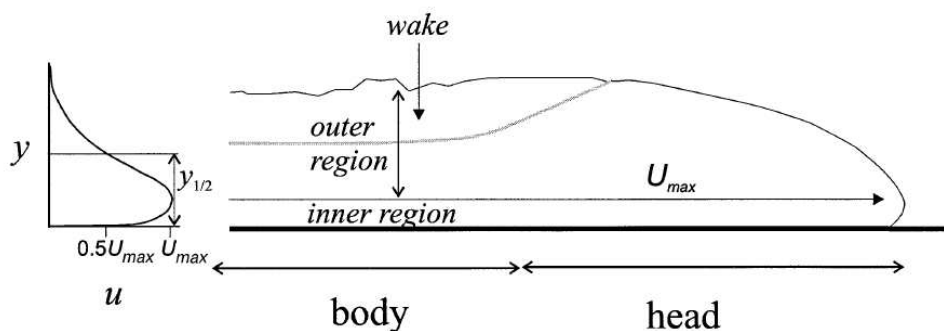


Figure 1.10 : schéma de la tête et du corps d'un écoulement, avec un profil de vitesse basal typique (Kneller and Buckee, 2000).

Classification et diversité des écoulements turbulents

Les écoulements turbulents peuvent être divisés en deux grandes catégories : (1) les écoulements particuliers turbulents qui regroupent les courants de turbidités (*sensu lato*) et les bouffées turbides, et (2) les courants hyperpycnaux.

Les écoulements particuliers turbulents sont les plus étudiés des écoulements gravitaires en raison de leur diversité et de leur dynamique encore mal comprise. Ils sont souvent regroupés sous l'appellation générique de « **courants de turbidité** », terme employé dans ce mémoire. Mulder and Alexander (2001) divisent cet ensemble selon le volume de sédiments impliqué : (1) les courants de turbidité (*sensu lato*), qui sont alimentés en continu ou prolongés par l'arrière, et (2) les bouffées turbides, formées par un volume fini de sédiments.

(1) Les courants de turbidités (*sensu lato*) sont alimentés en continu tout au long de leur parcours, par incorporation du matériel érodé ou par prolongement par l'arrière. L'alimentation continue compensant la perte de charge (par dépôt), les courants de turbidité (*sensu lato*) ont une durée de vie relativement longue de quelques heures à plusieurs semaines. Ils peuvent être divisés en deux catégories : les courants de turbidité de haute densité et ceux de basse densité selon la concentration en sédiments transportés (Middleton and Hampton, 1973). Les termes de haute et basse densité créent des incompréhensions (Shanmugam, 1996). Afin d'éviter les contresens, Mulder and Alexander (2001) suggèrent de classer ces écoulements en écoulements de densité concentrés correspondant aux courants de haute densité et courants de turbidité *sensu stricto*, pour les courants de basse densité :

- Les courants de densité concentrés (haute densité) résultent principalement de l'évolution de *slides* ou de *slumps* de grande envergure. Parmi les exemples les mieux connus : l'évènement de Grand Banks de 1929 issu d'un glissement côtier ou le glissement en masse de l'aéroport de Nice de 1979 dû à la surcharge artificielle du plateau continental. Les courants de densité concentrés sont constitués de deux couches ; ils sont dits stratifiés : un écoulement supérieur turbulent qui surmonte un écoulement très concentré de nature laminaire avec un fort potentiel érosif (érosion tractive). Pour cette raison, ces courants sont sujets à polémique. Shanmugam (1996 ; 2000) considère que cet « ensemble » ne peut être nommé « courant de turbidité ». Il suggère de distinguer les deux écoulements : l'écoulement de base, laminaire est désigné comme un écoulement de débris sableux (*sandy debris flow*) et seul l'écoulement supérieur turbulent mérite le nom de courant de turbidité.
- Les courants de turbidité (*sensu stricto* ou basse densité) peuvent avoir trois origines (Mulder and Cochonat, 1996) : une redensification de particules fines en suspension (au cours de tempête par exemple) ; de petites instabilités localisées ; ou la transformation progressive de courants hyperpycnaux. Le dernier est un courant particulier qui sera traité indépendamment.

Les dépôts associés à ces courants ont été décrits et assemblés en séquences sédimentaires par Lowe (1982) pour les courants de densité concentrés et par Bouma (1962) et Stow and Shanmugam (1980) pour les courants de turbidité (*sensu stricto* ; Figure 1.8). Chaque séquence possède une surface érosive basale, caractérisée par des marques d'érosion (*scours*, *flutes*) qui forment des figures de base de bancs.

(2) Les bouffées turbides correspondent à l'écoulement d'un volume fini de fluide dense ; il n'y a pas d'incorporation au cours du transport (par érosion ou incorporation de fluide) ou alimentation par l'arrière. Ce fluide dense peut être constitué (1) d'une solution saline pure (plus dense que le fluide ambiant), (2) d'une solution saline accompagnée de particules (sables en suspension), ou (3) d'une pure suspension de particules (Laval et al., 1988). Ces écoulements sont généralement de courte durée (de quelques heures à plusieurs jours).

Les bouffées turbides prennent la forme d'une tête d'écoulement isolée, quelquefois suivie d'un corps réduit (*surge* et *surge-like turbidity flows*, Figure 1.5). Les dépôts de bouffées turbides sont difficilement identifiables dans les enregistrements sédimentaires. Ils sont souvent composés de bancs fins (quelquefois seulement de lamines) ressemblant aux autres dépôts fins (pélagique, hémipélagique, contourites) ; ces dépôts peuvent aussi être érodés par d'autres écoulements (faible épaisseur) ou homogénéisés tardivement par bioturbation (Mulder and Alexander, 2001).

Les courants hyperpycnaux constituent un type particulier d'écoulements particuliers. De tels courants se créent à l'embouchure des rivières, quand la charge sédimentaire est suffisamment élevée pour que la densité du mélange eau douce – sédiments soit supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder and Syvitski, 1995). A la sortie du fleuve, le courant plonge et évolue sur le fond océanique (Figure 1.1). La génération d'un courant hyperpycnal est donc liée au déversement fluvial et à la concentration des particules en suspension (Mulder and Cochonat, 1996). En accord avec ces facteurs, les courants hyperpycnaux peuvent être soit (1) épisodiques, dans ce cas ils sont créés par certaines rivières pendant leurs périodes de crues, soit (2) continus, produit par de rares rivières dites « sales », fortement chargées en sédiments tout au long de l'année ; il en existe seulement une douzaine dans le monde (Mulder and Syvitski, 1995). Ce dernier cas de genèse ne sera pas abordé dans ce mémoire.

Selon Mulder and Syvitski (1995), seulement les petites et moyennes rivières, en période de crues peuvent produire des courants hyperpycniaux. Généralement, les crues des larges fleuves déposent une grande partie de leur charge sédimentaire dans le domaine continental (plaine d'inondation, deltas) et ne parviennent pas à conserver une concentration suffisante ; de plus, la concentration en particules se diluent dans leur considérable volume d'eau (Mulder et al., 2003). Au cours de son écoulement, un courant hyperpycnal perd la charge qu'il transporte par dépôt successif. Le rééquilibrage de la densité se fait par entraînement d'eau salée ; les caractéristiques sont donc très proches des courants de turbidité.

Les courants hyperpycniaux font partie des écoulements turbulents et leur dépôt peut être désignés sous le terme générique de « turbidite ». La séquence de dépôt typique d'un courant hyperpycnal, appelé hyperpycnite, a été décrite par Mulder et al. (2001a) à partir de l'étude des dépôts turbiditiques du Var et de l'application du modèle de Kneller (1995). La séquence type d'une hyperpycnite s'explique par l'hydrographe de la crue (courbe de magnitude en fonction du temps ; Mulder et al., 2003). Elle se compose de deux unités : (1) une partie basale à granoclassement inverse Ha, mise en place pendant la période d'initiation de la crue, surmontée (2) d'une unité Hb déposée au cours de la décrue, à granoclassement normal (). La transition Ha-Hb marque approximativement le pic de la crue. Elle comprend les grains les plus grossiers, et peut être marquée d'une surface d'érosion dans le cas de crues de forte amplitude (érosion par un écoulement à grande vitesse). Des structures sédimentaires sont régulièrement observées (lamine et ripples aggradantes). La présence de ces structures associées au classement granulométrique témoignent d'une dynamique d'écoulement où dépôt et traction agissent simultanément (Mulder et al., 2003). Au même titre que la séquence de Bouma, cette séquence type est souvent tronquée et est rarement observée dans son intégralité.

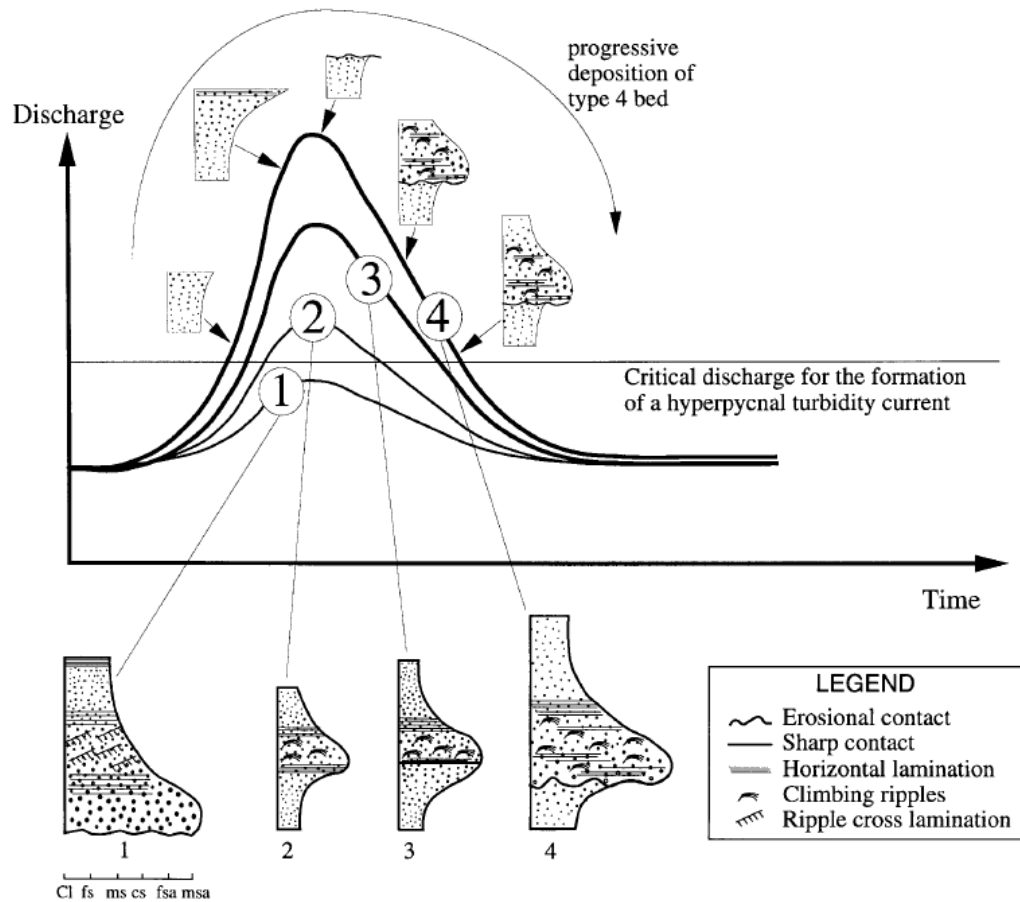
Il existe également des hyperpycnites particulières associées à des événements moins communs que des crues (lahars, rupture de barrage artificiel, rupture ou érosion de barrage naturel, jökulhaup). La dynamique de dépôt reste la même et sera toujours déterminée par l'hydrographe de l'événement.

Ces dépôts générés par les courants hyperpycniaux peuvent donc être différenciés des « turbidites classiques » par l'alternance de granulométrie, les structures sédimentaires ou la présence de surface d'érosion intra-séquence (e.g. Nakajima et al., 2009 ; St-Onge et al., 2004). La présence d'organismes continentaux (comme des oogones de characées) confirme l'origine des sédiments.

Du fait de leur relative cyclicité, les hyperpycnites génèrent des taux de sédimentation très fort (de 1 à 2 m par ky^{-1} , jusqu'à 10 m ky^{-1}) et leur relation avec les changements climatiques (crues-décrués) en font de bons indicateurs paléo-climatiques (Mulder et al., 2003 ; Nakajima et al., 2009).

Figure 1.11 : faciès et séquences de dépôt d'une hyperpycnite en fonction de la magnitude de la crue (Mulder et al., 2001a). 1 Crue de faible magnitude. Le déversement maximum est inférieur au seuil critique, il n'y a pas formation de courant hyperpycnal ; les sédiments transportés par la crue s'accumulent sur le plateau continental et créent un courant de turbidité par déstabilisation. 2 Crue de faible amplitude. Le seuil critique est dépassé, un courant hyperpycnal se crée. Une séquence complète est déposée avec une transition Ha-Hb progressive. 3 Crue d'amplitude moyenne. Les grains peuvent être plus grossiers et la séquence plus épaisse qu'en 2. Transition Ha-

Hb nette. 4 Crue de forte amplitude. Particules plus grossières qu'en 3. Transition Ha-Hb marquée par une surface d'érosion. Ha peut être complètement érodé. Cl argile ; fs silts fins ; ms silts moyen ; cs silts grossiers ; fsa sable fin ; msa sable moyen.



Analyse critique

Le notion de sédimentation turbiditique a donné lieu à de nombreux débats depuis sa création par Kuenen and Mogliorini (1950). De par leur découverte « récente » et leur étude difficile dans les conditions naturelles (e.g. Khripounoff et al., 2003), les écoulements gravitaires turbulents sont constamment reclassifiés, redéfinis ou renommés par les auteurs successifs. La classification présentée ci-dessus semble la plus cohérente du point de vue de la problématique de la thèse et les concepts abordés semblent être actuellement admis par la majorité des auteurs.

Les désaccords proviennent essentiellement des propriétés hydrodynamiques des courants de turbidité et de leur dépôt (Shanmugam, 2002). Sanders (1965) fut le premier à reconsidérer les écoulements turbiditiques, repris par la suite par Shanmugam (1996). Ils proposent de diviser les écoulements turbiditiques selon les deux régimes d'écoulements. Selon eux, la partie basale laminaire ne constitue pas un courant de turbidité, et seule la partie supérieure mérite le terme de courant de turbidité. Shanmugam (1996 ; 2000) propose de définir le terme inférieur comme un *debris flow* sableux (*sandy debris flow*). Cette approche remet en cause l'intégration des termes Ta de Bouma et S de Lowe dans les séquences turbiditiques théoriques. Ces termes seraient attribués à des coulées de débris sableuses et non plus à des courants de turbidité.

De la même manière, les nomenclatures évoluent régulièrement dans les classifications. Parmi ces changements, Mulder and Alexander (2001) proposent de remplacer les termes de courants de turbidité haute et basse densité, termes susceptibles de causer des incompréhensions. La classification qu'ils proposent (utilisée dans ce chapitre) introduit les termes de courants de densité concentrés et de courants de turbidité (*sensu stricto*).

Cette évolution perpétuelle reste toutefois bénéfique pour la compréhension des écoulements turbulents mais « *notre incapacité à observer directement les courants turbiditiques dans les environnements modernes et à les identifier dans l'ancien est la première cause de notre ignorance de ces écoulements et des controverses associées* » (Shanmugam, 2002).

Evolution temporelle et spatiale des écoulements turbulents

Il existe de nombreux modèles d'évolution spatiale des écoulements gravitaires pouvant conduire à la génération d'un écoulement turbulent. Mais, ces modèles ne considèrent pas l'évolution temporelle de l'écoulement. Kneller (1995) fut le premier à s'intéresser à l'évolution des écoulements turbiditiques à la fois dans le temps et dans l'espace (Figure 1.12). Le **modèle de Kneller** (1995) est basé sur neuf types d'écoulement permettant d'expliquer la plupart des variations observées dans les dépôts turbiditiques, la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique des séquences des dépôts (Stow and Mayall, 2000).

Les neuf types d'écoulement, représentés sous forme d'une matrice, sont différenciés en fonction de leur évolution spatiale et temporelle.

L'évolution spatiale de l'écoulement peut être de trois types :

- (1) **accumulatif** : l'écoulement accélère sur la distance,
- (2) **déplétif** : l'écoulement décélère,
- (3) **uniforme** : l'écoulement conserve une vitesse constante dans l'espace.

Un écoulement accumulatif se développe dans le cas d'une augmentation de pente, ou d'une convergence (rétrécissement liés à un obstacle ou canalisation), alors que si la pente diminue ou que l'écoulement diverge, il est dit déplétif.

De la même manière, lors de son évolution temporelle, un écoulement turbulent peut :

- (1) accélérer : l'écoulement est dit **waxing**,
- (2) décélérer : **waning**,
- (3) conserver une vitesse constante : l'écoulement est dit **steady**.

A partir de ces 6 dynamiques, neuf types d'écoulements sont possibles mais seuls cinq permettent le dépôt de sédiments. Dans les autres cas, l'écoulement est érosif ou ne permet pas de dépôt.

Dans les écoulements de type **waning**, les séquences de dépôts sont toujours grano-décroissante (granoclassement normal), quelque soit l'évolution spatiale de l'écoulement. Pour les écoulements de type **steady**, le dépôt intervient uniquement dans le cas d'écoulements **déplétifs**. Les dépôts présentent dans ce cas une granulométrie constante (ils sont massifs). Les écoulements de type **waxing** autorisent le dépôt s'ils sont **déplétifs** uniquement. La séquence type possède alors un granoclassement inverse typique.

Ce modèle est rapidement adopté et appliqué dans l'ensemble du monde scientifique. La séquence de Bouma trouve sa place dans les écoulements de type **waning** avec sa granulométrie décroissante (Shanmugam, 2000).

Mulder et al. (2001a) appliquent ce modèle à un « nouveau » type d'écoulement turbulent : les courants hyperpycniaux. A partir de leurs observations et mesures, ils prédisent l'allure de

la séquence type en se basant sur les caractéristiques de l'écoulement dans le temps et l'espace. Ainsi, la séquence présente une base grano-croissante caractéristique, surmontée d'une unité à granoclassement normal. Ces dépôts s'expliquent par une dynamique de l'écoulement d'abord waxing-déplétif (phénomène de crues : la diminution de la pente ralentit l'écoulement, mais il accélère dans le temps avec l'apport croissant de la crue), puis waning-déplétif (amorce de la décrue : toujours une diminution de la pente, mais l'alimentation décroît dans le temps et la vitesse diminue).

Ce modèle permet de comprendre que les écoulements turbulents ne génèrent pas uniquement des dépôts à granoclassement normal. Les dépôts turbiditiques peuvent également, dans certains cas, être massifs ou à granoclassement inverse. « *Ce modèle offre ainsi une alternative au tout debris flows prôné par Shanmugam* » (Zaragosi, 2001).

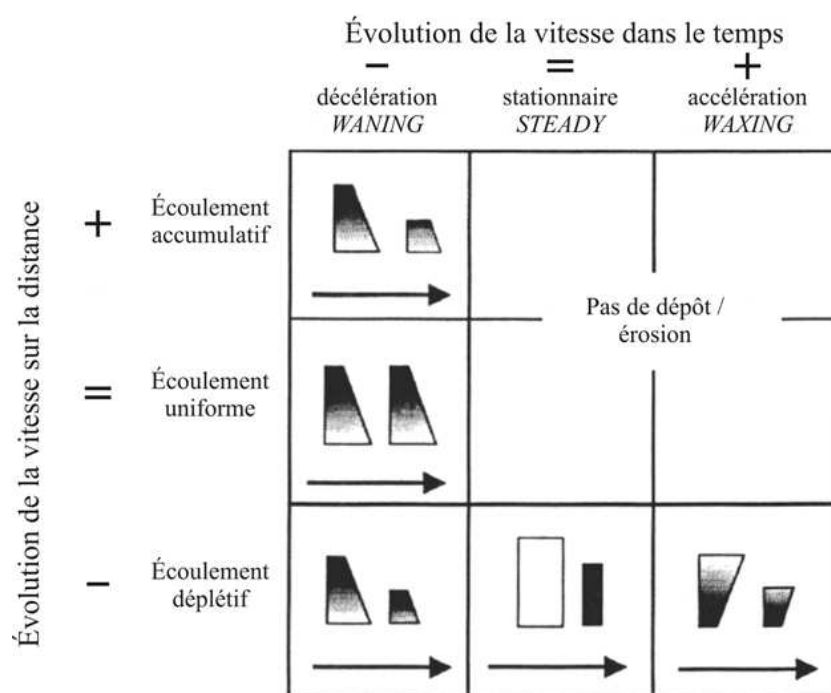


Figure 1.12 : modèle d'évolution spatio-temporelle des écoulements turbulents (modifié d'après Kneller, 1995).

c. Transformation et évolution dans les écoulements gravitaires

« *La transformation d'un type d'écoulement en un autre pendant le transport est certainement le phénomène le plus important, mais le moins bien connu dans la sédimentologie des processus gravitaires* » (Shanmugan, 2000).

Hampton (1972) met en évidence les transformations de *slides* en *debris flows*, puis en écoulements turbulents à partir d'observations terrains et de simulations analogiques (). Il fait intervenir l'influence de l'environnement immédiat dans le développement de ces transformations. Ce modèle est confirmé par Piper et al. (1999) qui observe ce type d'évolution sur la marge Est-Canadienne. Un *slide* se transforme en *debris flow* si (1) la masse de sédiments contient de l'argile, si (2) l'agitation est suffisante au cours de la phase de *sliding* pour démanteler le bloc, et si (3) il y a incorporation d'eau. La désagrégation du *slide*

facilite l'incorporation d'eau qui va diminuer les forces de tension et générer des mouvements internes. La coulée de débris se crée. La transition entre *debris flow* et écoulement turbulent nécessite une dilution du *debris flow*. Généralement, la coulée de débris se dilue avec le fluide ambiant par érosion du matériel à la tête de l'écoulement et évacuation verticale des particules (élutriation) pour former un écoulement turbulent dilué (Hampton, 1972). La dilution peut également s'effectuer par injection directe d'eau dans le corps de l'écoulement.

Middleton and Hampton (1973) propose également un **modèle d'évolution des écoulements dans le temps et l'espace**, venant compléter leur classification des écoulements gravitaires (Figure 1.14). Dans ce modèle, la variation de la concentration permet à un écoulement gravitaire de passer par plusieurs modes de support au cours de sa « vie ». Partant du modèle de Hampton (1972) avec la transformation *slide – debris flow – écoulement turbulent*, Middleton and Hampton (1973) enrichissent ce dernier en remplaçant les différents écoulements gravitaires (*slide, slump, debris flow, grain flow*, écoulements turbulents, etc...).

Fisher (1983) s'intéresse plus spécifiquement à l'interaction écoulements laminaires – écoulements turbulents (Figure 1.15) : les transformations laminaires – turbulents dépendent de la concentration en particules, de l'épaisseur de l'écoulement et de sa vitesse, en rapport avec la pente. Quatre types de transformations d'écoulement sont ainsi définis: (1) la transformation de corps, (2) la transformation gravitaire, (3) la transformation de surface, et (4) la transformation par élutriation.

(1) La transformation de corps intervient quand l'écoulement passe d'un état laminaire à un état turbulent sans qu'il y ait de variation de fluide interstitiel (addition ou perte). Ce phénomène est consécutif à une accélération spatiale de l'écoulement sans échange avec l'extérieur (augmentation de la pente ou convergence de l'écoulement ; Kneller, 1995).

(2) La transformation gravitaire correspond à la ségrégation des particules par gravité dans un écoulement très concentré initialement turbulent. Ce processus crée une zone d'écoulement basale à écoulement laminaire et un écoulement sommital turbulent, plus dilué. Cette transformation intervient dans les courants de densité concentrés et ont été mis en évidence dans la séquence de dépôt de Lowe (1982).

(3) La transformation de surface correspond à l'incorporation de fluide ambiant. L'apport peut se faire soit au sommet d'un écoulement concentrés, lors d'un saut hydraulique, soit sous le nez de l'écoulement. L'incorporation de fluide entraîne une dilution de l'écoulement et la création de turbulence. Le néo-écoulement turbulent peut ensuite se séparer en écoulement laminaire basal et écoulement turbulent par transformation gravitaire, ou évoluer au dessus de l'écoulement laminaire (type *debris flow*) duquel il est issu (Hampton, 1972).

(4) La transformation par élutriation se développe par évacuation verticale (élutriation) des particules fines d'un fluide basal très concentré (dense), à écoulement laminaire. Ce phénomène produit une phase sommitale diluée, de nature turbulente.

Enfin, le modèle de Kneller (1995) fait intervenir de façon significative la notion d'évolution temporelle d'un écoulement. Son modèle ne s'intéresse qu'aux écoulements turbulents, mais permet une caractérisation de la plupart des dépôts turbiditiques.

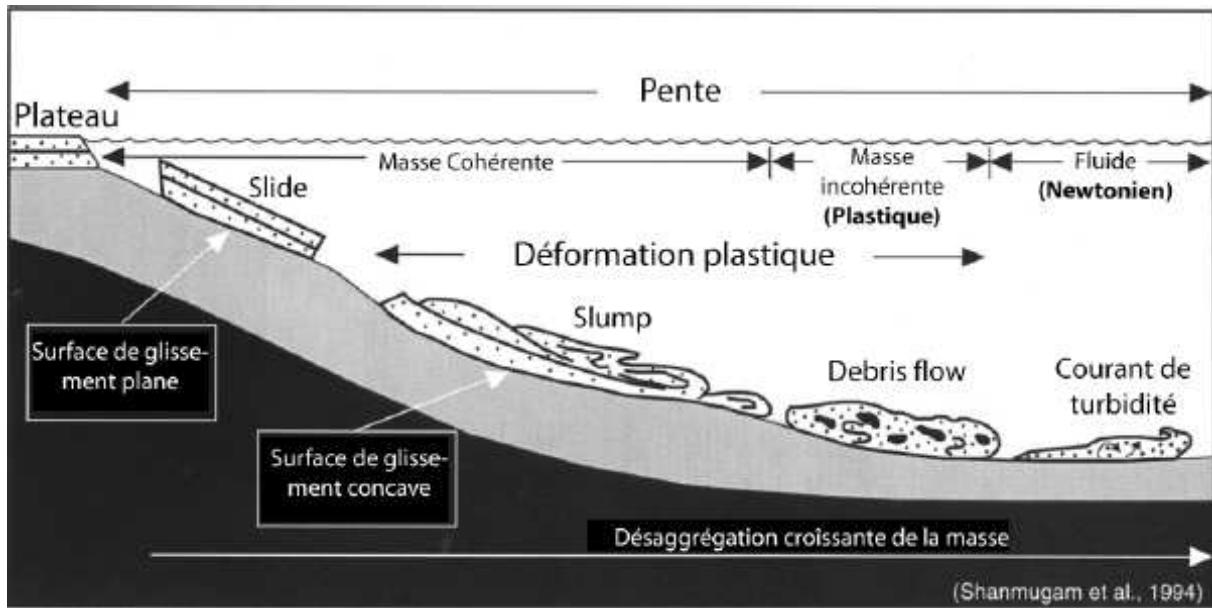


Figure 1.13 : modèle d'évolution spatiale d'un écoulement gravitaire (modifié d'après Shanmugam et al., 1994).

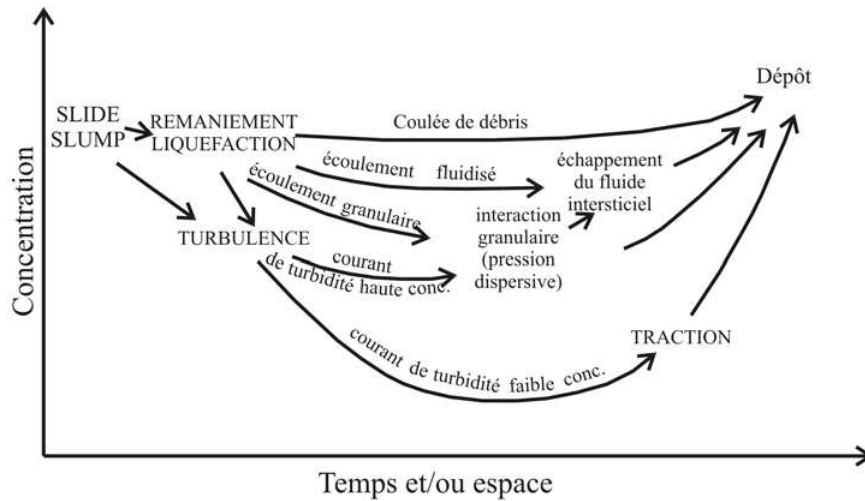


Figure 1.14 : modèle d'évolution dans le temps et/ou l'espace d'un écoulement gravitaire en fonction de la concentration (Middleton and Hampton, 1973).

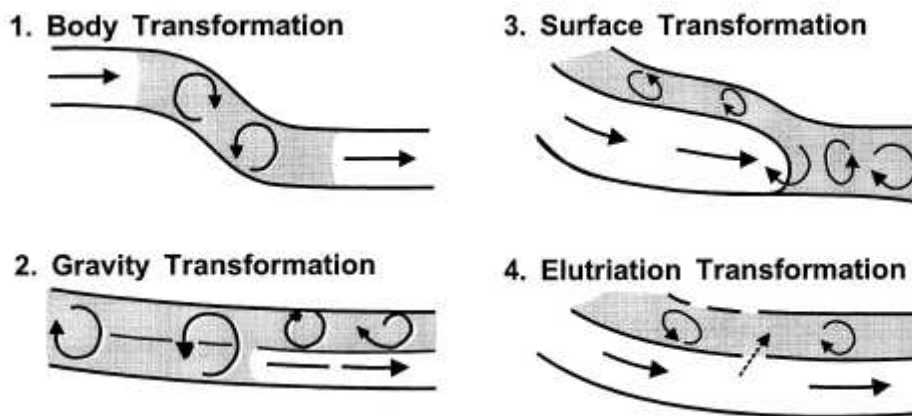


Figure 1.15 : les quatre types de transformations d'écoulement (modifié d'après Fisher, 1983).

1.1.3. Les appareils gravitaires

Découverts tardivement, les éventails sous-marins profonds font aujourd'hui l'objet de recherches et d'études de plus en plus poussées. Ces analyses, encouragées par l'industrie pétrolière et la recherche fondamentale, s'intéressent à définir des processus et modes de dépôt qui soulèvent encore de nombreuses questions. Il semble aujourd'hui établi que chaque système est unique du fait des multiples facteurs qui contrôlent sa mise en place.

Les progrès des méthodes d'investigation, soutenus par les besoins de l'industrie pétrolière, ont favorisé les connaissances des systèmes turbiditiques profonds. Toutefois, les concepts et hypothèses actuelles souffrent d'un manque d'observations directes (seuls sont disponibles les systèmes anciens, à l'affleurement ou en sismique, ou les imageries des édifices sous-marins actuels). Les observations directes sont rares et les dispositifs de mesures déployés ne résistent pas à l'énergie des écoulements (Khripounoff et al., 2003).

a. Morphologie

Les systèmes turbiditiques correspondent à des appareils de dépôt accumulant les sédiments du glaciaire à la plaine abyssale des bassins profonds, marins ou lacustres. Leur fort taux de sédimentation et leur capacité de ségrégation sable/argile suscitent un grand intérêt de l'industrie pétrolière. De plus, les écoulements gravitaires qui alimentent ces systèmes sont des événements catastrophiques relativement fréquents, pouvant représenter un risque sur les infrastructures offshore (rupture de câbles de télécommunication, de pipelines) ou côtières (tsunami, raz de marée). Ils représentent également des archives inédites de l'histoire des marges.

Différentes unités morphologiques (structures et corps sédimentaires) sont générées le long de ces systèmes de dépôt selon deux modes d'organisation : les systèmes non chenalisés et les systèmes chenalisés (Figure 1.16).

Les **systèmes non chenalisés** sont généralement engendrés par des ruptures de pente ponctuelles et localisées (e.g. Piper and Normark, 2009). De fait, l'alimentation en sédiments est irrégulière et insuffisante pour produire un système plus évolué et chenalisé. Ces appareils peuvent se diviser en trois zones : (1) une zone d'arrachement amont (avec une ou plusieurs cicatrices), (2) une zone de by-pass intermédiaire (plus ou moins importante suivant l'évolution de l'instabilité) et (3) une zone de dépôt aval. Cette dernière prend généralement la forme de lobes d'extension variable. Ils sont plus connus sous le terme de *slope apron* (Reading and Richards, 1994).

Si l'alimentation en sédiment s'effectue de manière régulière et abondante (cas d'une embouchure de fleuve), le système évolue vers un **système chenalisé**. Les écoulements sont canalisés dans un canyon puis dans un chenal sur de grandes distances jusqu'à une zone de dépôt terminal (lobes distaux). Ces systèmes regroupent les *submarine fan* et les *ramp* (définis par Reading and Richards, 1994).

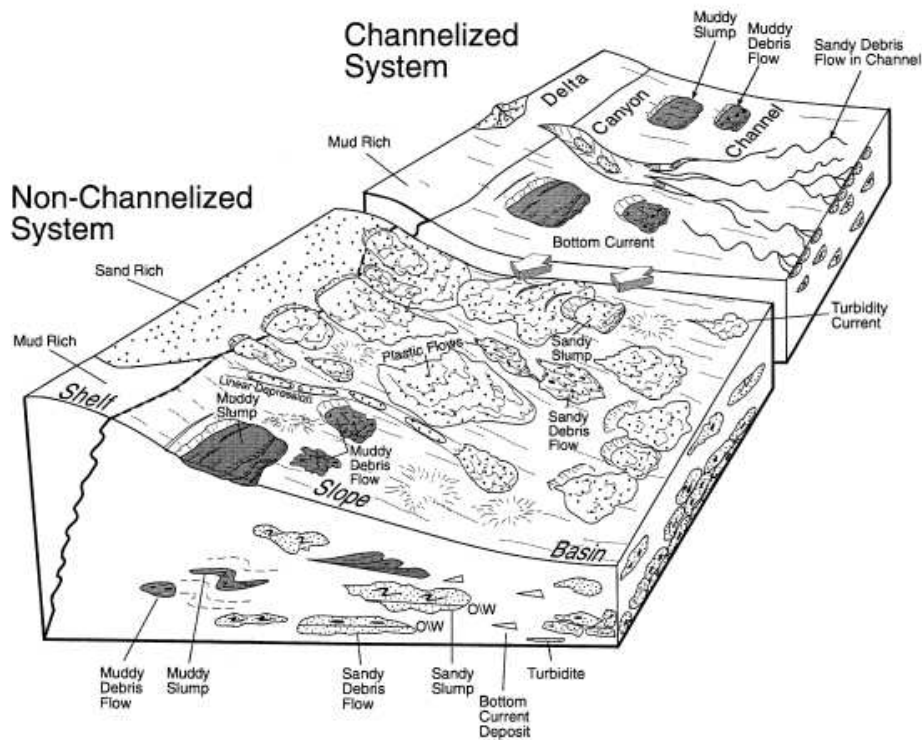


Figure 1.16 : modèle dépositionnel théorique pour les systèmes non chenalisés et chenalisés (Shanmugam, 2000).

b. Classification et modèle de dépôt

Normark (1970) propose un modèle de cône sous-marin profond élaboré à partir d'études de petits appareils modernes de la Marge Californienne. L'auteur instaure le terme de « suprafan » pour caractériser les corps sédimentaires au débouché des chenaux. A la suite des travaux de Bouma (1962) sur les séries de flyshs, Mutti and Ricci Lucchi (1972) publient un modèle basé sur l'étude de systèmes anciens. Ce modèle, s'appuyant sur une analyse sédimentologique à l'affleurement, organise les dépôts autour d'un canyon unique.

A partir de ces premiers modèles, issus de méthodes d'observations différentes, Walker (1978) propose un modèle général synthétique. Il organise les différents faciès de dépôt décrits par Mutti and Ricci Lucchi (1972) en fonction de leur localisation sur les éléments majeurs de l'éventail de Normark (1970) (Figure 1.17). Avec sa simplicité et son apparente universalité, ce modèle devient rapidement la référence dans le monde pétrolier de l'époque.

Plusieurs autres modèles ont par la suite été proposés, chacun introduisant une nouvelle notion de classification. Les travaux de Normark (1978) aboutissent à une classification selon la nature des apports. En 1979, Mutti oppose des systèmes « efficaces » permettant le transport de matériaux vaseux sur de longues distances, à des systèmes « inefficaces » où les apports sableux sont contenus en pied de pente ; introduisant ainsi la notion d'efficacité de transport. Dans les années 1980 les modèles multi-sources (de rampe) se développent (Chan et Dott, 1983 ; Heller et Dickinson, 1985).

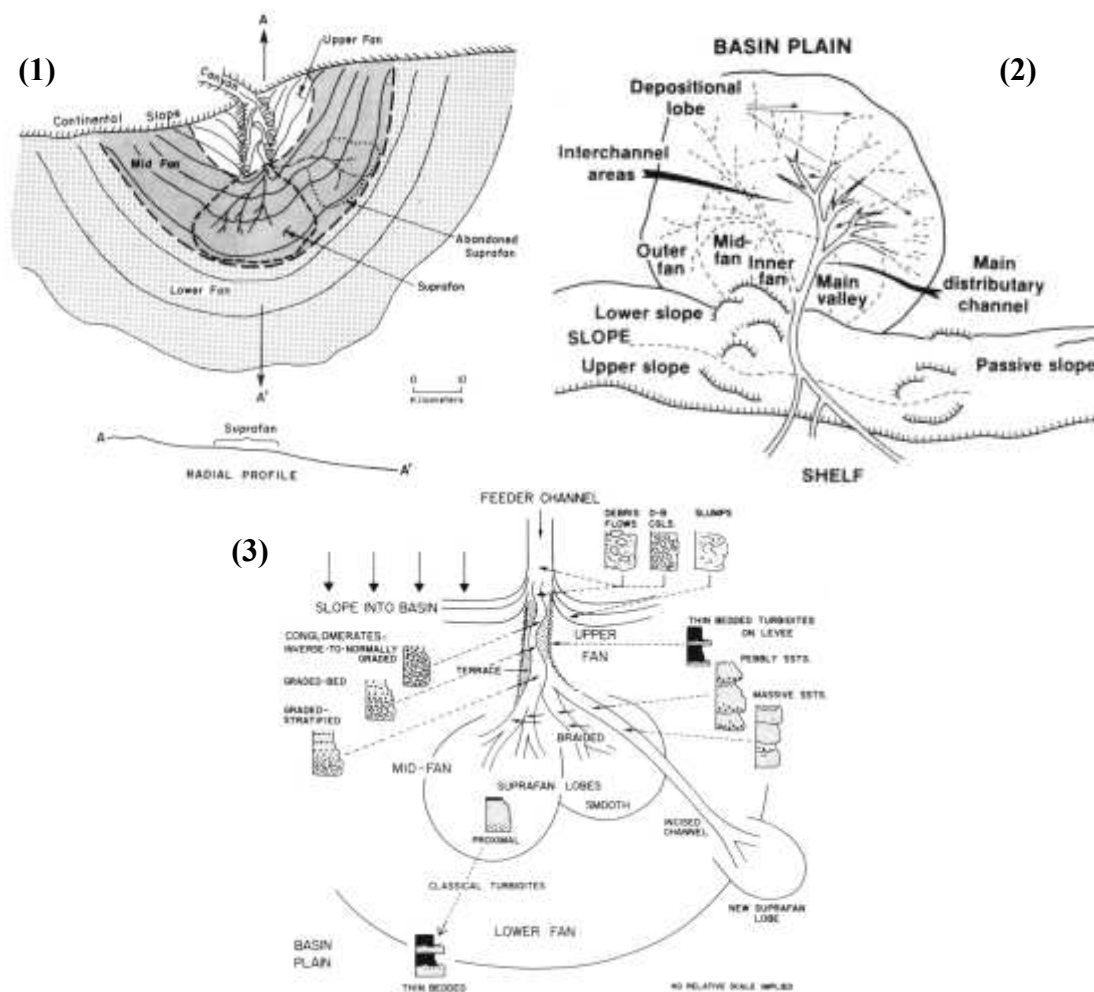


Figure 1.17 : les modèles d'éventails profonds (1) anciens de Mutti and Ricci Lucchi (1972), (2) modernes de Normark (1978), et (3) modèle synthétique de Walker (1978).

La succession des modèles basés sur l'étude de systèmes anciens et modernes continua de montrer la diversité des environnements gravitaires, aucun ne pouvant représenter l'interaction complexe qui existe entre les différents facteurs de contrôle. Fort de ce constat, plusieurs auteurs proposent d'abandonner en partie ou totalement les modèles (Normark and Piper, 1991 ; Mutti, 1992 ; Shanmugam, 2000).

Mutti and Normark (1991) proposent une analyse des systèmes turbiditiques selon une nouvelle approche, consistant à étudier un certain nombre d'objets ou unités élémentaires communément rencontrés sur les systèmes turbiditiques. Cette approche sera détaillée dans le paragraphe suivant.

Dans le même temps, Reading and Richards (1994), soutenus par les géologues pétroliers, présentent une classification des systèmes gravitaires connus, regroupant pour la première fois l'ensemble des notions évoquées par les précédents modèles (Figure 1.18). Cette classification, basée sur la nature des apports (boue / sable / gravier) et sur la morphologie du système d'alimentation (rampe / éventail / slope apron), présente un nombre limite (12) de systèmes types. Cependant, les positions intermédiaires étant les plus fréquentes dans la nature, les systèmes peuvent évoluer dans cette classification pour des raisons tectoniques, climatiques ou eustatiques.

Le **modèle de Reading and Richards** (1994) permet la distinction de trois grands systèmes de dépôts en fonction de la morphologie du système d'alimentation :

- (1) les systèmes à source ponctuelle (*submarine fan*) alimentés par un canyon.
- (2) les systèmes à sources multiples (*ramp*) généralement alimentés par des systèmes deltaïques.
- (3) les systèmes à sources linéaires (*slope apron*) engendrés principalement par déstabilisation de la pente.

Chacune de ces grandes tendances est ensuite subdivisée selon la taille et le volume des grains allant des matériaux grossiers aux particules fines (*gravel, sand, mud/sand, mud*).

Du fait de la régularité des apports sédimentaires, les deux premiers (*fan* et *ramp*) sont des systèmes chenalisés. Au contraire, les *slope apron*, souvent associés à des ruptures de pente et/ou des sources d'alimentation éphémères, représentent des systèmes non chenalisés.

Dans cette classification, le terme « éventail » (*fan*) est rattaché aux systèmes à source ponctuelle, contrairement à d'autres publications où « éventail » est un terme générique, employé de façon synonyme avec le terme de système turbiditique ; souvent un éventail sous-marin représente un éventail moderne, alors qu'un système turbiditique se réfère aux imageries de sub-surfaces ou aux affleurements (Bouma, 2000).

Selon les travaux de Reading et Richards (1994), l'éventail sous-marin caractérise une accumulation au débouché d'une source d'alimentation unique, généralement composée : d'une zone de transport érosive (canyon), une zone de transit à érosion et dépôt (complexe chenal-levées) et une zone d'accumulation distale (lobe). Un système turbiditique peut être composé de plusieurs éventails sous-marins ou regrouper diverses configurations d'appareils à sédimentation gravitaire.

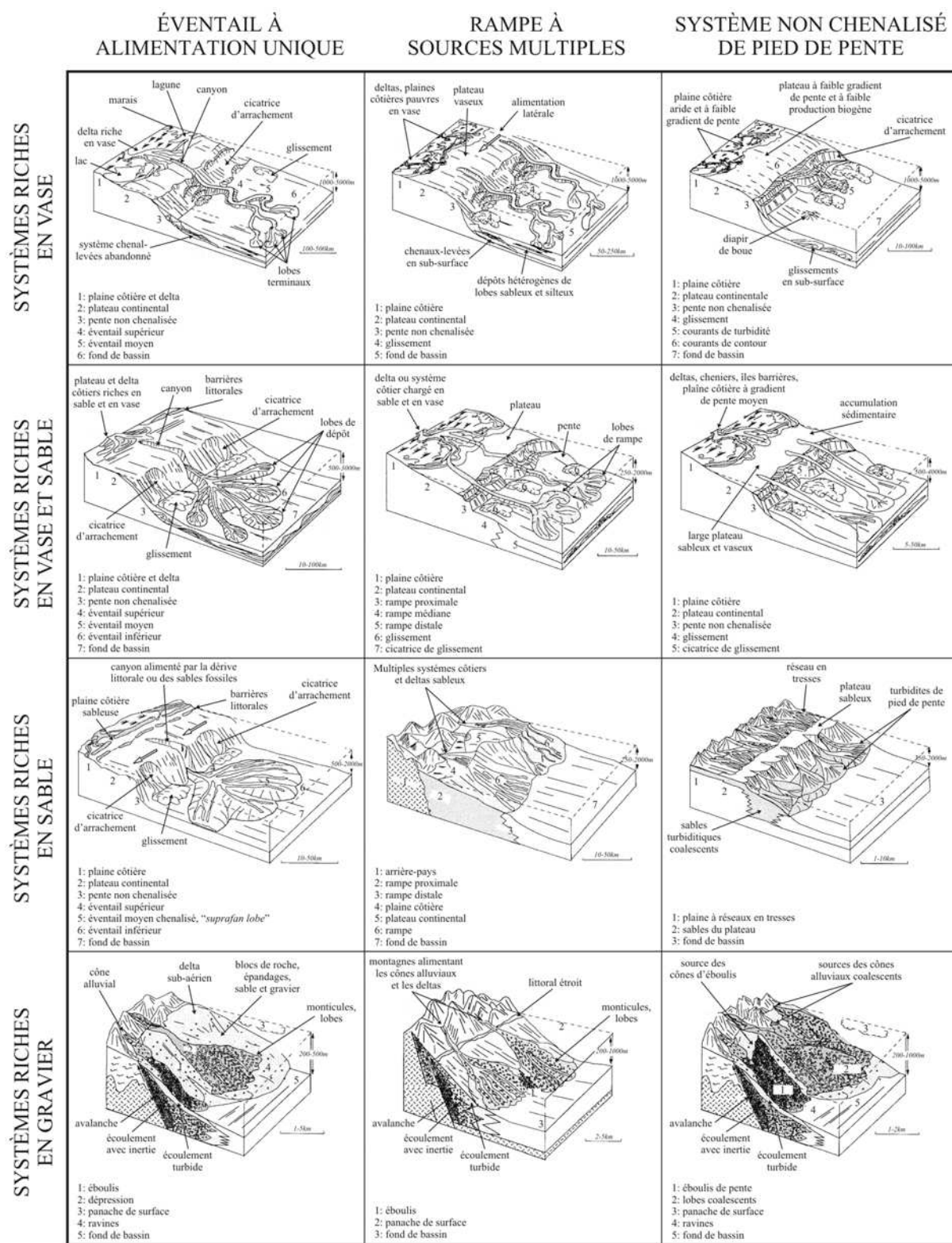


Figure 1.18 : classification des systèmes turbiditiques profonds de Reading and Richards (1994).

1.1.4. Eléments architecturaux

Pour pallier les problèmes de confusions engendrés par la multiplication des modèles de systèmes turbiditiques, certains géologues préférèrent travailler sur un certain nombre d'objets sédimentaires élémentaires communément rencontrés sur les systèmes turbiditiques. Parmi ces objets reconnaissables, dans le moderne comme dans l'ancien, Mutti and Normark (1991) distinguent les surfaces d'érosion majeures, les chenaux, les levées, les lobes et les dépôts associés à la transition chenal-lobe.

a. Les surfaces d'érosion

Ce terme englobe les surfaces d'arrachement de pente, les canyons et les ravines. Les surfaces d'arrachement sont issues de glissements en masse par déstabilisation de la pente et ne constitue pas un élément architectural majeur (souvent isolé et ponctuel). L'attention sera donc portée sur les canyons et les ravines.

Les canyons

Les canyons sous-marins permettent la canalisation des apports sédimentaires et se retrouvent sur les systèmes de type éventail et rampe. Les canyons sont des vallées caractérisées par des pentes latérales abruptes et un fort gradient de pente. Ils ont une section en V, avec des profondeurs atteignant communément les 1000 m à 3000 m. Ces éléments, où l'érosion domine, assure le transfert des sédiments vers les grands fonds.

La continuité chenal-canyon peut entraîner des problèmes de distinction. Toutefois, plusieurs différences fondamentales permettent de les dissocier. Les canyons sont souvent anciens et leur formation est à mettre en relation avec l'histoire géologique de la marge. Leur position spatiale est stable sur de longues durées et l'érosion qu'ils engendrent implique d'importants hiatus sédimentaires de plusieurs millions d'années. Les canyons dits matures sont en connexion directe avec la source (rebord du plateau continental ou système fluviatile). A contrario, les canyons immatures n'atteignent pas le rebord du plateau et sont soumis à un transit sédimentaire inférieur (e.g. Piper and Normark, 2009). Les observations de Twichell and Roberto (1982) sur la marge Est-Américaine mettent en évidence une relation entre la présence de canyons et le gradient de pente du talus. Les canyons (pour cette marge) ne semblent apparaître qu'à partir de 3° de pente ; au delà de 6°, un canyon se forme tous les 1,5 à 4 km.

Les nombreuses recherches sur les canyons sous-marins ont conduit à l'élaboration de quatre modèles conceptuels de formation et d'évolution (Berné and Loubrieu, 1999; Clauzon, 1978 ; Pratson and Coakley, 1996 ; Shepard, 1981 ; Piper and Normark, 1999):

(1) en milieu aérien, de manière similaire aux canyons fluviatiles. Ce mécanisme intervient dans le cadre d'une émergence temporaire du plateau continental et pourrait s'appliquer aux canyons méditerranéens qui s'expriment au Messinien (cas du canyon du Var). Ce type de systèmes conserve une continuité avec le bassin versant (canyon et fleuve en connexion).

(2) en milieu sous-marin, par une succession de glissements en masse qui provoquent une érosion rétrogressive sur la pente continentale. Les alignements de pockmarks rencontrés dans l'axe du canyon sont un argument en faveur d'une érosion rétrogressive suivant des zones de moindre résistance.

(3) en milieu sous-marin, par une érosion continue et progressive de processus gravitaires entretenus. Des courants hyperpycnaux à la sortie des fleuves interviennent dans ce modèle.

(4) en milieu sous-marin, par une accumulation sédimentaire « négative ». Les flux sédimentaires seraient canalisés dans cette dépression à l'origine d'un canyon.

Les ravines (« gullies »)

Les ravines sont des vallées sous-marines relativement rectilignes de faible largeur (100 m à 200 m) et profondeur (5 m à 50 m maximum). Elles se situent sur le rebord du plateau continental ou sur la pente et ne semblent pas être rattachées à un réseau fluvial. Certaines peuvent cependant être la continuité de ravines aériennes (Spinelli and Field, 2001). Des groupes de ravines sont régulièrement observés, et elles peuvent se rejoindre en large chenaux avant de se connecter au canyon majeur (Spinelli and Field, 2001 ; Field et al., 1999 ; Piper and Normark, 2009). Ces éléments, où l'érosion est dominante, peuvent évoluer spatialement sur la marge au cours du temps. Leur origine est souvent associée à des destabilisations du rebord du plateau, sous forme de glissement, ou à des courants de turbidité (Izumi, 2004).

b. Les complexes chenal-levées

Le système chenal-levées est une zone mixte où interagissent des processus de transit et d'érosion (chenal) et des processus de sédimentation (levées) (Figure 1.19). Il se met en place dès la sortie du canyon et est caractéristique de l'écoulement qui l'engendre.

Les chenaux

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus de dépôts et d'érosion produits par les écoulements turbiditiques. Le terme « chenaux » inclue les larges vallées aux levées développées et les petits chenaux dépourvus de levées (Stow et al., 1996). La largeur des chenaux oscille entre quelques mètres et plusieurs kilomètres selon les facteurs qui les caractérisent.

Les **chenaux érosifs** n'ont généralement pas ou peu de levées construites associées, et leur section présente une forme en U ou en V caractéristique. La morphologie des **chenaux de dépôt** est fortement influencée par la nature des apports (Piper and Normark, 2009). Les chenaux dans lesquels transite du matériel grossier (sables et graviers) sont larges et rectilignes. Ils sont peu marqués topographiquement car ils ne construisent pas ou peu de levées. A l'opposé, les chenaux transportant du matériel fin sont étroits et sinueux (voire méandriiformes). Ils sont profondément creusés et présentent des dépôts de levées développés. D'une façon générale, la sinuosité d'un chenal dépendra essentiellement de la valeur de la pente et de la nature des apports (Clark et al., 1992). Il existe également des chenaux mixtes, où se côtoient des phénomènes d'érosion et la construction de levées.

Par analogie avec les systèmes fluviaux, les chenaux turbiditiques tendent à conserver un profil d'équilibre (Clark et al., 1992 ; Kolla et al., 2007 ; Kneller, 2003). Ce rapprochement implique généralement une érosion prononcée dans la partie amont, passant progressivement à une dynamique de dépôt. Cette morphologie s'explique également par la diminution de pente et la perte d'énergie des écoulements turbiditiques. Kneller (2003) définit trois facteurs qui déterminent le profil d'équilibre en un point du chenal (valeur de la tangente au profil en un point) : la densité de l'écoulement, son épaisseur, et la vitesse maximum de décantation des sédiments en suspension. Ces paramètres permettent de définir la dynamique d'un chenal en un point précis (érosion ou dépôt).

D'une manière générale, l'axe du chenal est le lieu de transit et de sédimentation des éléments grossiers (délestés par diminution de l'énergie des écoulements). Dans les systèmes modernes, les chenaux sont caractérisés par une dépression, avec une base d'éléments grossiers. Les chenaux anciens prennent la forme de corps lenticulaires à base fortement érosive ; la

compaction différentielle levées vs chenal peut modifier la morphologie du chenal avec le développement de structures convexes (Stow et al., 1996).

Le potentiel réservoir de ces éléments architecturaux a mobilisé l'attention des géologues pétroliers dans le but de fournir des modèles prédictifs. Mais chaque chenal est unique. Les études se portent donc sur la caractérisation de quatre éléments des chenaux qui permettent leur compréhension : la sinuosité, les faciès (nature des apports), l'alternance érosion-sédimentation, et les tendances d'emboîtement avec les chenaux antérieurs (Figure 1.19 ; Mayall et al., 2006).

Les levées

Les levées sont construites par débordement de la fraction fine formant le sommet des écoulements turbiditiques. Leur extension peut atteindre plus de 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal. Elles se développent sur les flancs du chenal et présentent souvent une importante dissymétrie (Figure 1.19). Cette morphologie peut s'expliquer par l'influence de la force de Coriolis ou la présence de courants transverses à l'écoulement favorisant son épanchement sur l'une ou l'autre des levées. Dans le cas de chenaux sinueux, la force centrifuge peut entraîner un débordement plus important pouvant affecter la totalité de l'écoulement. Le débordement entraîne un appauvrissement relatif de la fraction fine de l'écoulement le long de son trajet. Ce processus, associé au dépôt des éléments grossiers, maintient un certain équilibre de l'écoulement et explique le transport des sables dans les chenaux et le développement de lobes sableux en aval des systèmes chenal-levées.

Les sédiments observés dans les levées sont le plus souvent des argiles et des silts, organisés en séquence de dépôt à lamines horizontales. Contrairement au chenal, il n'y pas ou peu de surface d'érosion en base de séquence. Les termes de cette séquence sont interprétés comme les termes Td et Te de la séquence de Bouma (Bouma, 1962). Chaque séquence est l'enregistrement du passage d'un courant de turbidité. Les lamines, à structure granodécroissante, peuvent présenter des traces de bioturbation au sommet (Gervais et al., 2001) témoignant d'une part de la rapidité du dépôt et d'autre part de la rythmicité de cette mise en place (seul le sommet de la séquence est bioturbé). Pour le dépôt d'une séquence, l'échelle de temps suggérée est inférieure à celle d'un courant de turbidité, de l'ordre de quelques jours à quelques semaines (Gervais et al., 2001).

Les levées présentent une dissymétrie de leurs flancs. Le flanc interne (coté chenal), à forte pente, est soumis à des processus d'érosion et des glissements en masse qui peuvent alimenter les écoulements. Des terrasses sont fréquemment observées le long des vallées turbiditiques ; il s'agit de levées internes confinées, construites par les écoulements dans les vallées (chenaux) (Babonneau et al., 2004). Le flanc externe (coté levée) est caractérisé par des pentes faibles, soumises à des processus de dépôt.

Sur un grand nombre de systèmes, les levées externes présentent des champs de dunes sédimentaires ou *sediment waves* (e.g. Carter et al., 1990 ; Normark et al., 1980 ; Normark et al., 2002). Les récents travaux ont mis en évidence deux grands types de dunes (Normark et al., 2002) : certaines orthogonales à l'axe du chenal, initiées par de larges écoulements dépassant la capacité de canalisation du chenal ; d'autres subparallèles au chenal et mises en place par les débordements des écoulements.

Les levées sont peu soumises aux processus d'érosion fréquemment rencontrés au sein des chenaux. Elles constituent donc un enregistrement continu des événements turbiditiques sur de longues périodes de temps et constituent ainsi un site privilégié pour l'étude des systèmes turbiditiques.

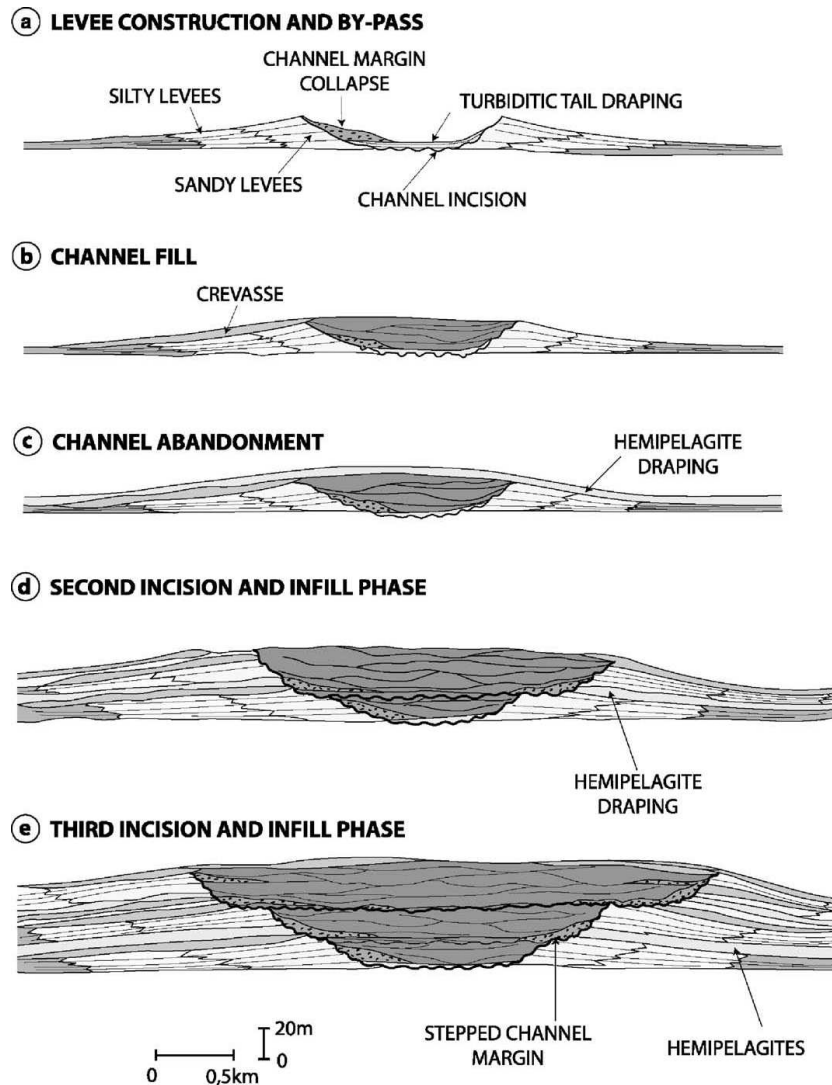


Figure 1.19 : modèle génétique de construction de complexes chenal-levées (Eschard et al., 2003). Le modèle est bâti par une superposition de trois complexes chenal-levées de différents âges. Les drapages d'hémipélagites (C) correspondent au période d'abandon du chenal, par avulsion.

Abandon / création de complexe chenal-levées : le phénomène d'avulsion

Contrairement aux canyons, les chenaux sont des éléments peu stables dans le temps. Ils peuvent migrer brutalement par avulsion pour former de nouveaux systèmes chenal-levées. Les phénomènes d'avulsions ont été bien étudiés dans les systèmes fluviaux (risques naturels) et sont analogues à ceux observés des systèmes turbiditiques (potentiel pétrolier des dépôts associés). D'une manière générale, l'avulsion par percée des levées permet le développement d'un nouveau complexe de systèmes chenal-levées. Un seul de ces systèmes est actif à un moment donné.

Sur la base des travaux menés sur le système turbiditique de l'Amazone (Flood et al., 1991 ; Flood and Piper, 1997 ; Piper and Deptuck, 1997), Lopez (2001) illustre les processus successifs de construction d'un système chenal-levées () :

(1) l'avulsion est supposée arriver au cours d'un écoulement turbiditique particulièrement intense. La pression exercée par l'écoulement sur le « mur » de la levée déstabilise la levée interne. Une brèche se crée dans laquelle s'engouffre l'écoulement turbiditique.

(2) l'écoulement érode rapidement la levée fragilisée et s'étale dans l'espace interchenal. Cet espace est topographiquement plus bas que le chenal actif aggradant. L'absence de confinement permet un épanchement de l'écoulement qui forme ainsi de larges dépôts sableux tabulaires (« sheet-sand bodies ») : les HARP (High Amplitude Reflection Packets). Ces corps contiennent souvent de nombreux galets mous (« mud clasts ») provenant de l'érosion des levées. Le matériel constituant les HARP provient de l'écoulement lui-même mais également de l'érosion du précédent chenal ; le profil d'équilibre étant interrompu, l'écoulement érode intensément le chenal à l'amont de l'avulsion.

(3) une fois le profil d'équilibre rétabli, un nouveau système chenal-levées se met en place.

Le phénomène d'avulsion peut intervenir à tout point d'un système turbiditique. A la transition chenal-lobe, il est responsable de la forme typique en éventail des lobes distaux. En intervenant sur le chenal majeur, à proximité de la transition canyon-chenal, il engendre la création d'un nouveau système chenal-levées-lobes (exemple du système turbiditiques Zaire et ses trois systèmes chenal-levées-lobes).

c. Les lobes

Le terme lobe est souvent utilisé pour définir plusieurs unités morphologiques différentes. D'une façon générale, les lobes regroupent les dépôts sableux apparaissant en relief par rapport au plancher océanique. Longuement étudiés pour leur potentiel réservoir, les lobes ont fait l'objet de nombreuses publications et classifications. Les notions les plus utilisées dans la littérature sont : *suprafan lobes*, *depositional lobes*, *fanlobes*, *ponded lobes*, *mounded lobes* et *sheet lobes*. Malgré les nombreuses tentatives de clarifications (Mutti and Ricci Lucchi, 1972 ; Mutti and Normark, 1991 ; Shanmugam and Moiola, 1991), le terme lobe restent encore flou.

Le terme de lobe englobe donc une grande variété d'objets sédimentaires distincts qui évoluent toujours autour des mêmes variables. D'une manière générale, le lobe est un corps sédimentaire riche en sable, de forme lobée et se situant au débouché d'un système chenal-levées. Il agit comme un collecteur du matériel transporté par les écoulements turbiditiques profonds. Comme les systèmes turbiditiques, sa morphologie dépendra de la nature et du volume des apports, de la configuration du bassin contenant et de la taille du système auquel il est rattaché. Avec les phénomènes d'avulsion récurrents des chenaux majeurs, un lobe représente un laps de temps court de la vie d'un système turbiditique. Mais pendant cette période d'activité, il enregistre tous les événements turbiditiques importants (ceux atteignant la partie distale des systèmes). Ils constituent par conséquent, au même titre que les levées, une base de données importante permettant la restitution de l'histoire d'un système turbiditique.

Dans certaines conditions des objets sédimentaires également dénommés lobes peuvent se développer au sein d'un système turbiditique (et non plus au débouché des chenaux). Des **lobes de crevasses** peuvent notamment se mettre en place le long d'un système chenal-levée à la faveur d'une brèche dans la levée. Ponctuellement, une partie de l'écoulement turbiditique peut déborder en dehors du chenal. Le courant perd rapidement son énergie et dépose ses sédiments massivement, sans organisation particulière. A la différence des **lobes d'avulsion** qui constitue la base d'un néo-système chenal-levée (sous forme de sheet sand bodies), les lobes de crevasses sont alimentés occasionnellement. Quand l'alimentation s'interrompt, ces corps plus grossiers sont progressivement recouverts par les levées. Les écoulements ne sont

pas détournés, l'avulsion n'intervient pas. Pour éviter les confusions, les termes de lobes de crevasses et de lobes d'avulsion sont souvent remplacés par les notions de « crevasse splays » et « sheet sand bodies ».

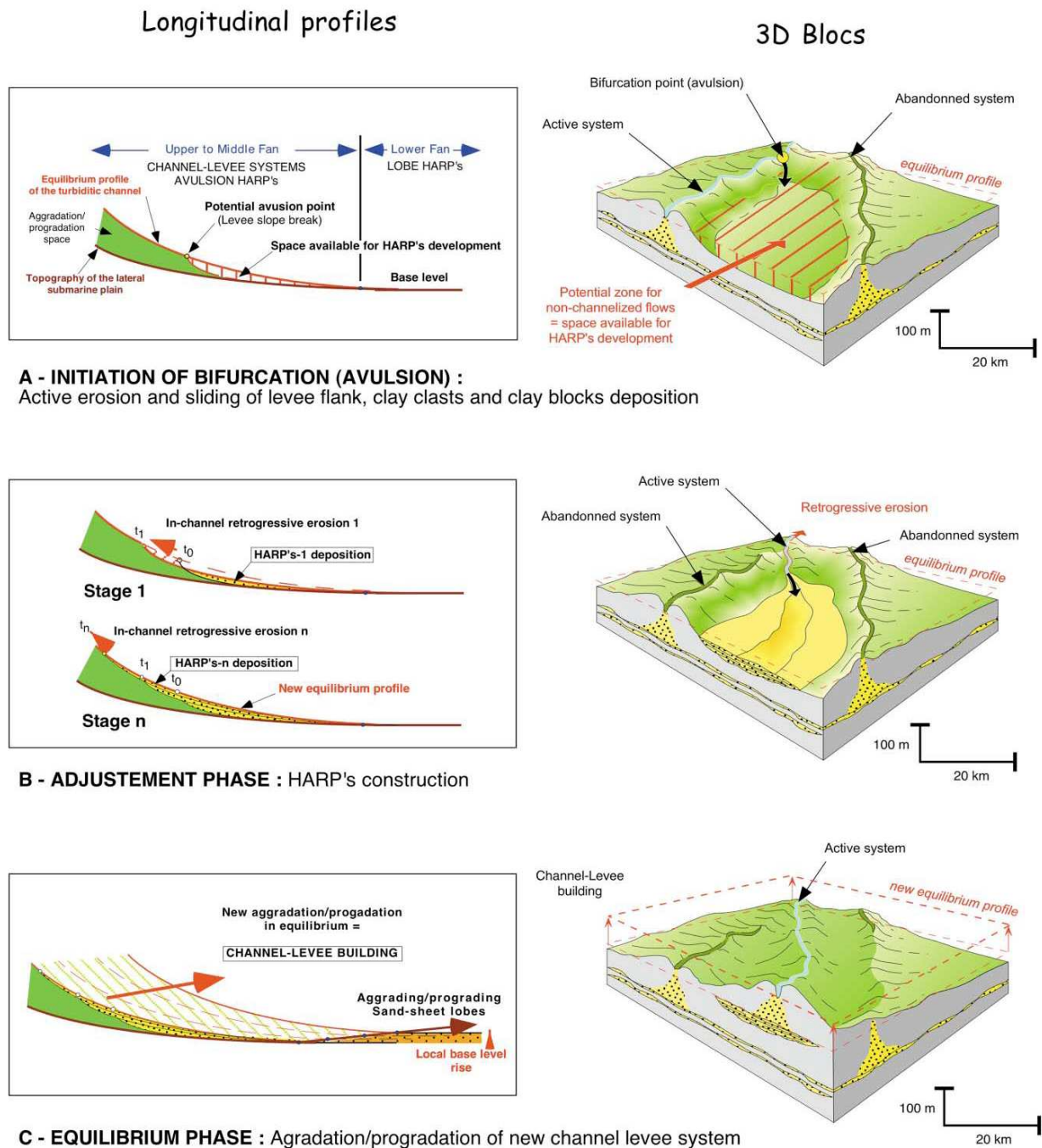


Figure 1.20 : profil d'équilibre d'un chenal turbiditique et blocs diagrammes illustrant le phénomène d'avulsion. Cas de l'éventail sous-marin quaternaire de l'Amazonie (Lopez, 2001).

1.1.5. Facteurs de contrôle des systèmes turbiditiques

De nombreux facteurs interviennent dans le développement des systèmes turbiditiques. Ils peuvent être d'origine externe (facteurs allocycliques : tectonique, eustatisme, climat, nature des apports, etc ...) ou d'origine interne (facteurs autocycliques : compensation topographique, hydrodynamisme, etc ...). Stow et al. (1985) considèrent quatre facteurs principaux : la tectonique, la nature des apports, le climat, et les variations eustatiques globales. Tous ces paramètres interagissent entre eux en différentes proportions, et varient dans le temps et l'espace. Ils conduisent à l'édification de systèmes dont la taille, la géométrie, les faciès et l'architecture sont variables. Bien qu'ils soient difficilement quantifiables, ces paramètres permettent de mieux comprendre l'architecture générale des systèmes (Bouma, 2000).

a. Contraintes régionales : tectonique et nature des apports

Les contraintes régionales sont principalement en relation avec la tectonique qui affecte les systèmes turbiditiques dans leur ensemble (de la source à la plaine abyssale). Elle entre en jeu dans la morphologie et les caractéristiques du bassin versant, la morphologie du plateau continental, de la pente continentale et de du bassin collecteur. De plus, les contraintes tectoniques régionales peuvent engendrer de puissants séismes dont les effets sont aussi bien perçus dans les bassins-versants (e.g. Dadson et al., 2003) que dans les systèmes gravitaires eux-mêmes (e.g. Goldfinger et al., 2003).

Morphologie et caractéristiques du bassin versant

La morphologie du bassin-versant joue un rôle important dans la configuration des systèmes turbiditiques en déterminant les caractéristiques des apports sédimentaires (nature, taille, volume). La hauteur des reliefs et le climat qui leur est associé (capacité d'érosion) conditionnent la nature, la quantité et la fréquence des apports sédimentaires (e.g. Nelson et al., 1999 ; 2009). Un relief « jeune » et « actif », symptomatique de taux de surrection élevés, favorise l'érosion et l'apport d'importants volumes de matériel dans le bassin-versant. Ces apports sont d'autant plus importants que le relief est soumis à l'érosion par un climat humide. La caractéristique principale du bassin versant est la distance séparant la source (relief) de l'embouchure des fleuves et la pente. Ce critère est à mettre en relation avec la capacité de transport du réseau hydrographique. Une source sédimentaire (relief) très proche de la ligne de côte réduit les capacités de stockage des sédiments dans le domaine continental et la proportion de particules fines. Un transport réduit limite la dégradation des minéraux (feldspaths) et diminue les proportions d'argiles (Bouma, 2004). Ce type de configuration favorise le développement de systèmes turbiditiques riches en particules grossières (Bouma, 2000). A l'inverse, un domaine continental étendu permet un stockage primaire des sédiments, et la génération de particules fines. Les systèmes turbiditiques associés à ces environnements sont donc plus riches en particules fines (Bouma, 2000). Ces deux modèles « terminaux » supposent une alimentation unique des systèmes (un seul fleuve majeur).

Les variations brutales de la dynamique d'érosion des bassins versants est également responsables de fortes fluctuations dans la nature et la quantité des apports sédimentaires aux systèmes turbiditiques. Par exemple, les glissements de terrains déclenchés par les séismes répétés des régions seismogènes peuvent soit (1) augmenter artificiellement la charge sédimentaire des rivières, soit (2) bloquer temporairement leur écoulement avec la formation de lac de barrage (Dadson et al., 2003 ; 2005 ; Orpin et al., 2010). La rupture de ces derniers

est souvent accompagnée d'une crue catastrophique qui déverse de grosses quantités de matériel dans les systèmes turbiditiques (e.g. St-Onge et al., 2004).

Morphologie du plateau continental

A l'embouchure des fleuves, les sédiments doivent transiter à travers le plateau continental avant d'atteindre le domaine profond. La largeur du plateau continental et la présence de canyons sous-marins apparaissent comme des facteurs déterminants.

La morphologie du plateau continental est souvent déterminée par le type de marge sur lequel il repose. En domaine de marges actives, il est généralement peu étendu et favorise l'export de matériel vers la pente continentale. Les plateaux de marges passives sont à l'inverse plus développés et tendent à limiter la propagation de sédiments vers le domaine marin profond. Ce stockage est d'autant plus efficace que l'accommodation de la plateforme est forte. La tectonique des marges actives peut toutefois favoriser la création de bassins avant-arc, capable de piéger de grandes quantités de sédiments (e.g. Paquet et al., 2009 ; 2011).

L'alimentation des systèmes turbiditiques est également facilitée par les canyons sous-marins. Dans le cas du Var, un plateau continental étroit, associé à un canyon « mature » connectant le delta du Var à la tête du canyon, permet un transport efficace des sédiments fluviaux. L'alimentation du système turbiditique s'effectue sans interruption, du fleuve à la tête du canyon. Si le canyon incise peu le plateau continental ou qu'il n'est pas connecté à une rivière ou un fleuve, l'alimentation ne peut généralement se faire qu'après une période de « stockage ». Les sédiments sont ensuite acheminés vers la tête des canyons grâce à une haute énergie de transport sédimentaire le long du plateau continental (courants tidaux et littoraux, tempêtes ; Covault and Graham, 2010).

Morphologie du bassin

La plupart des systèmes turbiditiques étudiés à l'affleurement se sont développés dans des bassins confinés peu étendus mais souvent très actifs, qui s'opposent aux grands éventails turbiditiques qui se développent sur les marges passives et sont étudiés par imagerie sismique ou forages pétroliers (type Congo, Amazone, Nil, Indus...).

La tectonique régionale est souvent impliquée dans la genèse de ces bassins confinés. Dans le domaine avant-arc des marges actives, elle permet une alimentation régulière et abondante d'une multitude de bassins perchés kilométriques dans lesquels s'accumulent rapidement des séries turbiditiques à dominante sableuse. Les forts taux de surrection de ces environnements réduit la « durée de vie » des systèmes, qui sont rapidement émergés quelques millions d'années après le dépôt (cas des séries du prisme Hikurangi de Nouvelle Zélande ; e.g. Bailleul et al., 2007). Dans le cas de séries de bassins perchés sur plusieurs niveaux bathymétriques, le remplissage se fait sur le principe des vases communicants : le bassin le plus proche de la source se remplit en premier. Il y a ensuite creusement d'un chenal permettant le transit vers le second bassin. D'autres types de bassins confinés peuvent se mettre en place en dehors du contexte de marges actives. Le Golfe du Mexique par exemple, largement étudié pour son potentiel pétrolier, présente de petits bassins confinés construits par une tectonique salifère spécifique. Dans d'autres cas, les bassins peuvent être segmentés par des failles selon la morphologie des blocs tiltés (Bouma, 2004), comme en Mer de Marmara (e.g. Beck et al., 2007).

Ces bassins confinés kilométriques s'opposent aux grands systèmes turbiditiques des marges passives qui s'épanchent sur plusieurs centaines de kilomètres jusqu'aux plaines abyssales. Ces systèmes turbiditiques sont généralement composés d'une succession de complexes chenal/levées à dominance argileuse.

Les courants

Les courants tidaux ou littoraux peuvent améliorer l'alimentation des têtes de canyons qui ne sont pas connectées à une embouchure de fleuve, en redirigeant les apports sédimentaires (e.g. Romans et al., 2009). Il existe toutefois des exemples où l'accumulation des sédiments ne favorise pas l'activité turbiditique et comble les canyons (Walsh et al., 2007).

Pendant ou après le dépôt des écoulements turbulents dans les bassins profonds, les courants de fonds (ou de contours) peuvent intervenir. Les courants de contour agissent sur les accumulations distales des systèmes turbiditiques. Ils peuvent jouer un certain rôle dans l'organisation des dépôts en pied de pente (influence sur la morphologie ; e.g. Carter et al., 2004). Dans certains cas, ils sont susceptibles de remanier les dépôts turbiditiques partiellement (vannage des particules fines et tri des sédiments) ou totalement en resédimentant les termes turbiditiques pour former les contourites (e.g. Carter et al., 2004).

b. Climat

Le climat conditionne la capacité d'érosion des reliefs, le transport des sédiments, et les variations eustatiques non tectoniques. Il contrôle entre autres, la nature et la quantité des apports sédimentaires.

Le modèle de Litchfield and Berryman (2005) propose que la nature et la quantité des apports soient reliées directement aux conditions climatiques qui affectent le bassin versant. Le climat froid et sec des périodes glaciaires diminue le couvert végétal et favorise l'érosion du relief. Le matériel reste toutefois stocké dans des réseaux fluviaux peu puissants (flux d'eau réduit), sous forme de terrasses aggradantes. À l'inverse, le climat chaud et humide des périodes interglaciaires, même s'il réduit l'érosion avec un couvert végétal développé, favorise le transport et l'incision des rivières. De grandes quantités de sédiments sont ainsi acheminées vers les océans et les systèmes turbiditiques.

Dans un schéma source-to-sink, entre leur érosion sur les chaînes de montagnes et leur dépôt dans le domaine marin profond, les sédiments subissent plusieurs épisodes successifs de stockage / remobilisation / transport. Ces périodes de stockage temporaires en domaine continental sont particulièrement propices aux variations de nature des sédiments (mécaniques et diagénétiques). L'état de conservation des feldspaths constitue par exemple un outil intéressant pour évaluer la maturité des sédiments et estimer les distances de transports (Bouma, 2004).

Certains phénomènes comme les crues catastrophiques sont également capables de fournir ponctuellement de grandes quantités de matériel. Lors des crues, l'augmentation brutale du débit fluvial associée à une charge sédimentaire accrue favorise la formation de courants hyperpycnaux qui alimentent directement les systèmes turbiditiques (Mulder et al., 2003). L'activité hyperpycnale est améliorée par une aridification du climat (chaud ou froid), qui réduit le couvert végétal et augmente les variations de température (Nakajima et al., 2009). À l'inverse, un climat humide ou une calotte glaciaire continentale diminue la production de courants hyperpycnaux (Mulder et al., 2003).

Un exemple de correspondance entre des cycles climatiques holocènes et la mise en place de turbidites (Zühlsdorff et al., 2008) pose également la question de l'impact direct du climat en matière de déclenchement des courants de turbidités, hors courants hyperpycnaux.

j. Eustatisme

Les variations relatives du niveau marin peuvent avoir plusieurs causes directes : la tectonique, le climat, un volcanisme intense, un impact météoritique ou la combinaison des deux premiers termes (Bouma, 2004). Ces mécanismes interviennent à l'échelle globale, mais localement à l'échelle de la marge, la subsidence, la compaction ou le diapirisme (salifère ou argileux) peuvent contribuer à des fluctuations relatives du niveau marin.

Les variations eustatiques sont principalement ressenties au niveau du plateau continental, qui selon les modèles de stratigraphie séquentielle est plus large pendant les périodes de haut niveau marin que pendant les périodes de bas niveau. Consécutivement, les périodes de bas niveau sont souvent désignées comme des périodes propices au développement des systèmes turbiditiques (e.g. Bouma, 2004 ; Shanmugam and Moiola, 1982 ; Shanmugam et al., 1985 ; Weaver and Kuijpers, 1983) : un plateau continental étroit facilite les transferts sédimentaires, et augmente la quantité des apports. Les périodes de bas niveau marin peuvent également entraîner un creusement des vallées continentales et une cannibalisation des édifices deltaïques lorsque les fleuves tendent à retrouver leur niveau d'équilibre. Shanmugam and Moiola (1982) notent également un autre type d'impact des variations eustatiques sur la nature même des turbidites : lors des périodes de bas niveau marin, de vigoureux courants de contours affectent les éventails profonds et remanient ou vannent les turbidites en place.

Alternativement, la chute du niveau marin peut occasionnellement réduire la quantité d'apports sédimentaires. Dans le cas de plateaux continentaux larges et à faible gradient, la chute progressive du niveau marin augmente la longueur des rivières qui vont avoir tendance à rehausser leur profil d'équilibre (Dalrymple et al., 1998 ; Paquet et al., 2009) en créant des espaces d'accommodation qui favorisent l'aggradation des terrasses alluviales. Une grande quantité de sédiment est alors stockée en amont de l'embouchure. Ces terrasses sont par la suite incisées lors des variations du profil d'équilibre qui accompagne les transgressions marines et les périodes de haut niveau.

De nombreux contre-exemples à une activité turbiditique exclusive des périodes bas niveau sont disponibles (e.g. Burgess and Hovius, 1998). Covault and Graham (2010) recensent des exemples de systèmes turbiditiques actifs à toutes les périodes eustatiques au cours des derniers 35 kyr : bas niveau, transgression, haut niveau. Typiquement, les systèmes de bas niveau correspondent aux systèmes dont le canyon se retrouve connecté avec l'embouchure d'une rivière, alors que ceux de haut niveau correspondent à des systèmes systématiquement déconnectés des principales rivières mais qui sont alimentés par les courants côtiers qui se développent quand le plateau continental est immergé.

1.1.6. Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité

Le déclenchement des écoulements gravitaires peut être indépendant des facteurs de contrôle qui régissent le développement des systèmes turbiditiques. Ainsi, même pendant des périodes peu propices à la sédimentation gravitaire (haut niveau marin, climat aride, etc...), des écoulements peuvent se déclencher en réponse à des phénomènes catastrophiques externes (séismes, crues, tempêtes, etc...).

En analysant l'enregistrement sédimentaire, il apparaît possible d'extraire un calendrier précis de ces phénomènes. Les séries turbiditiques sont les mieux adaptées à ce genre d'analyse, car elles représentent un enregistrement continu extrêmement sensible aux phénomènes externes. Des archives paléo-climatiques et paléo-tectoniques de grande qualité sont donc disponibles (e.g. Beck, 2009 ; Goldfinger et al., 2007 ; Nakajima et al., 2009 ; Zühlsdorff et al., 2008).

Les principaux mécanismes déclencheurs sont présentés dans la Figure 1.22. Une turbidite est soit le dépôt d'un courant de turbidité évoluant d'une déstabilisation de pente ou *slope failure* (Middleton and Hampton, 1973 ; Piper et al., 1999), soit l'évolution d'un courant de densité côtier d'origine terrestre (courants hyperpycnaux ; Mulder et al., 2001a), ou marine (e.g. courants de cascade ; Canals et al., 2006).

a. Déstabilisations de pente / slope failures

Les déstabilisations de pentes (*slides, slumps*) sont connues pour évoluer latéralement vers des courants de turbidités (Middleton and Hampton, 1973 ; Piper et al., 1999). Elles interviennent dans des environnements relativement profonds, au delà de la plateforme continentale (à partir de 100-200 m).

La stabilité de la pente dépend en premier lieu du degré de pente et de la nature des sédiments. Dans les conditions de stabilité, les forces en présence sont à l'équilibre (la gravité, la pression de fluides interstitiels, le poids de la colonne d'eau). Un déséquilibre apparaît par exemple lors d'une secousse sismique ou grâce à l'impact d'une vague qui créent une couche de glissement sur laquelle s'ancrent *slides* et *slumps*. Cette « couche savon » est constituée d'une couche de silts, sables, ou cendres volcaniques, riche en eau et encastrée dans des argiles imperméables. L'onde de choc réorganise les grains, et augmente la pression de fluides interstitiels (Figure 1.21 ; Dan et al. 2009 ; Harders et al., 2010). Une fine couche de fluides se forme sur laquelle glissent les sédiments sus-jacents.

Les **séismes** sont considérés comme la première cause d'instabilité de pente. Des courants de turbidité historiques sont associés aux séismes des marges actives : en Algérie (Dan et al., 2009), Taiwan (Huh et al., 2004), Japon (Noda et al., 2008), Sud du Portugal (Gracia et al., 2010), aux séismes intraplaques (St-Onge et al., 2004 ; Piper et al., 1999), ou aux séismes des chaînes de montagnes : cas des lacs alpins (Beck, 2009 ; Strasser et al., 2007). Ces exemples suggèrent que seuls les séismes puissants ($M_w > 6.8$) soient capables de provoquer des courants de turbidité. Toutefois, plus que la magnitude d'un séisme, c'est son intensité ou PGA (*peak ground acceleration*) sur la pente continentale qui déclenche ou non des instabilités. Le PGA dépend généralement de la magnitude du séisme et de la distance à laquelle se trouve l'hypocentre (Lee and Edwards, 1986). La valeur seuil de PGA à partir de laquelle l'instabilité se forme dépend de la nature des sédiments, et des valeurs comprises entre 0.08 et 0.6 g (ou g est l'accélération gravitationnelle) sont considérées comme suffisantes (Dan et al., 2009 ; Lee et al., 1999 ; Lykousis et al., 2002 ; Huh et al., 2004 ; Noda et al., 2008 ; Strasser et al., 2007).

Les **vagues de tempêtes**, tout comme les **vagues de tsunamis** déclenchent aussi des instabilités de pente dans les têtes de canyons ou au niveau de la rupture de pente (Dawson and Stewart, 2008 ; Lee and Edwards, 1986 ; Mulder et al., 2001b ; Puig et al., 2004 ; Shanmugam, 2006).

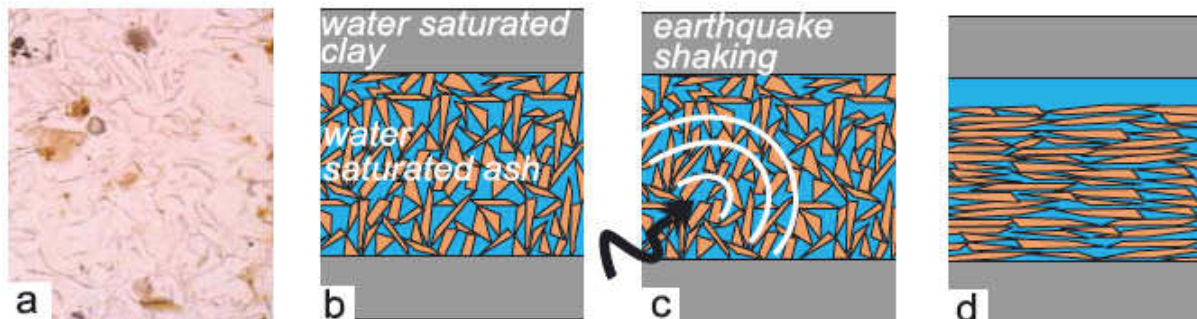


Figure 1.21 : modèle de réorganisation de grains à l'arrivée d'une onde choc extérieure, ici un séisme (Harders et al., 2010). (a) Vue au microscope d'une couche de cendres volcaniques (granulométrie 63-125µm). (b) Schéma montrant la couche savon saturée en eau englobée dans des couches imperméables d'argiles. (c) L'onde de choc créée par un séisme réorganise les particules, conduisant (d) à la formation d'une fine pellicule d'eau (plan de glissement).

b. Courants de densité côtiers

Les courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux sont connus dans l'actuel et dans l'ancien pour déposer des turbidites jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de l'embouchure de la rivière, aussi bien en domaine marin (Mulder et al., 2001 ; Nakajima et al., 2009 ; St-Onge et al., 2004), qu'en domaine lacustre (Beck, 2009). Ces courants se forment lors de fortes crues durant lesquelles la charge sédimentaire dépasse un seuil critique qui permet au mélange eau douce – sédiments d'être plus dense que le fluide ambiant (voir paragraphes précédents). En plus de la contrainte de la charge sédimentaire, il faut une connexion directe rivière-canyon pour que le plongement des courants hyperpycnaux soit efficace et former des courants de turbidité. Les crues à l'origine des courants hyperpycnaux peuvent être soit climatiques et saisonnières (e.g. Mas, 2009), soit le résultat d'une vidange d'un lac de barrage (naturel ou artificiel ; e.g. St-Onge et al., 2004).

Les courants de cascade ou DSWC (dense shelf water cascading)

Les DSWC sont constitués d'une masse d'eau plus dense que l'eau de mer ambiante. Ils se forment lorsque qu'une masse d'eau côtière voit sa densité augmenter par refroidissement et/ou évaporation (Ivanov et al., 2004). Les DSWC sont dépendant des saisons et des vents dominants (Bourrin et al., 2008 ; Canals et al., 2006). Initiés en zone peu profonde de la plateforme interne, les DSWC peuvent générer des courants gravitaires sur le fond ou à profondeur intermédiaire le long de la plateforme, et potentiellement plonger dans les canyons sous-marins. Il s'agit d'un phénomène ubiquiste, connu en Méditerranée et dans les océans de toutes latitudes (Bourrin et al., 2008 ; Canals et al., 2006 ; Ivanov et al., 2004).

A la différence des courants de turbidité ou courants hyperpycnaux, les DSWC sont essentiellement composés d'eau de mer, mais sont capable d'éroder et de transporter de grandes quantités de sédiments jusque dans les bassins profonds : Canals et al. (2006)

rapportent le transport de grains silto-sableux (32-62 μm) dans un canyon naissant à -130 m de profondeur et qui normalement ne piège que des sédiments argileux (2-4 μm). La reconnaissance d'un tel mécanisme à l'échelle de la turbidite est délicat. Il s'agit d'un phénomène récemment découvert, qui semble fortement contribuer au transport de sédiments vers les fonds marins (Puig et al., 2008). Toutefois, les turbidites issues des DSWC devraient posséder une forte signature côtière, avec des sédiments et une faune caractéristiques.

Autres courants côtiers

Par analogie avec les DSWC, il est possible que des courants de densité riche en sédiments se forment à la suite d'une tempête ou d'un tsunami (Dawson and Stewart, 2008). Les vagues remobilisent le sédiment non consolidé de la plateforme, qui charge la masse d'eau, et crée un fluide dense eau-sédiment qui plonge le long de la pente continentale. Lors de tsunami le phénomène de *back flow* peut également transporter vers la pente du matériel côtier érodé par la vague principale. Dans ces cas de figures, déceler l'origine de l'écoulement gravitaire à partir de la seule turbidite est très complexe.

Un dernier type de courant impliquant les éruptions volcaniques est soupçonné à la suite d'exemples de laboratoire (Manville and Wilson, 2004) : la décantation d'un nuage de cendres généré par une éruption volcanique peut créer un courant de densité vertical qui s'initie à l'interface atmosphère – océan et qui est exclusivement composé de matériel volcanoclastique.

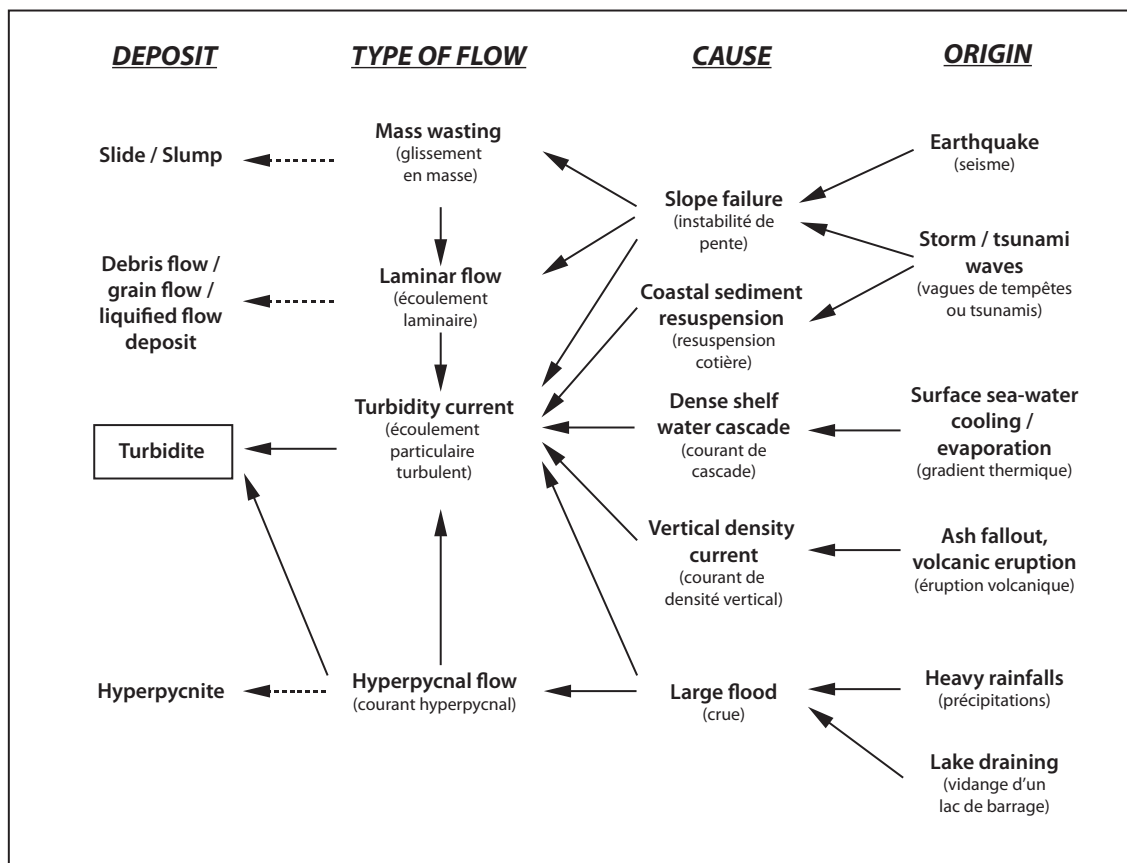


Figure 1.22 : Modèle non exhaustif de déclenchement des écoulements gravitaires illustrant le cheminement entre dépôt, écoulement, cause et origine. Les turbidites constituent les archives les plus intéressantes car enregistrent le plus grand nombre de phénomènes. Les chemins ne menant pas au dépôt d'une turbidite sont mis en pointillé.

1.2. ORIGINE ET ENREGISTREMENT DES SEISMES

1.2.1. Définitions

Un séisme est déclenché lors de la rupture soudaine d'un plan de faille qui relâche brutalement les contraintes lentement accumulées par déformation élastique (Figure 1.23). La fréquence des ruptures d'un même plan de faille est de l'ordre de quelques dizaines à plusieurs milliers d'années, selon le taux de convergence et les caractéristiques rhéologiques de la zone de rupture.

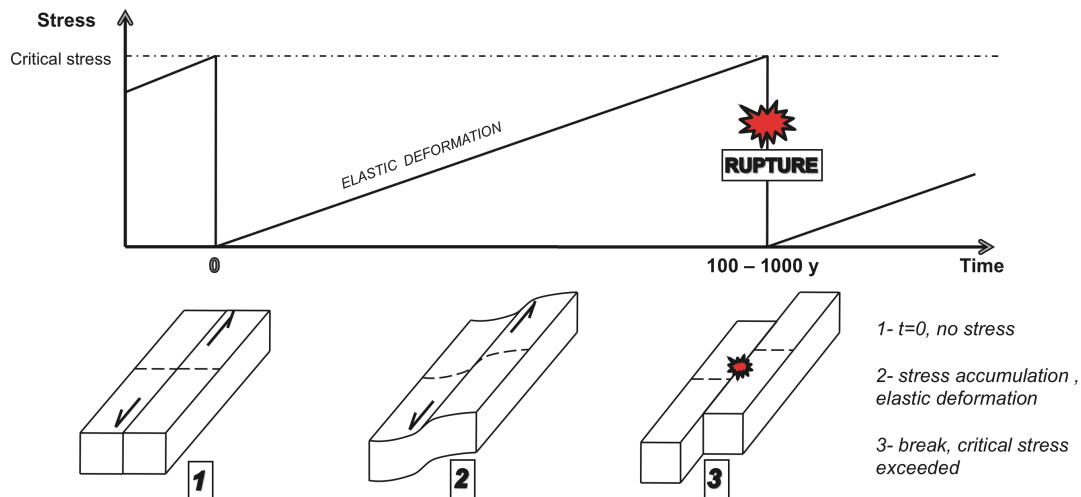


Figure 1.23 : modèle idéalisé d'un cycle sismique présentant les ruptures répétées d'une faille une fois le seuil critique de déformation atteint.

La grande majorité des séismes intervient dans le domaine cassant de la lithosphère (<60 km). Au delà de cette profondeur, seuls des changements de phase sont susceptibles de libérer brutalement de grandes quantités d'énergie sous forme de séismes profonds (Lallemand et al., 2005b). Les zones sismiques sont surveillées grâce à l'implantation de nombreux récepteurs (sismographes) qui captent les ondes sismiques et permettent de localiser la source de séismes (Worldwide Standardized Seismograph Network en action depuis 1945).

Un séisme provoque différents types d'ondes sismiques qui se propagent autour de l'hypocentre et créent des déformations élastiques. Chaque type d'ondes possède des caractéristiques propres en terme de modalité de propagation et de vitesse. Les ondes de volume (P et S) se propagent dans toutes les directions et sont capables de traverser la planète. Elles s'opposent aux ondes de surface (R et L), qui circulent parallèlement à la surface terrestre et sont cantonnées aux niveaux de surfaces. Chaque onde étant caractérisée par une vitesse de propagation propre, l'amplitude de chacune est identifiable dans les enregistrements des sismographes ou sismogrammes (Figure 1.24).

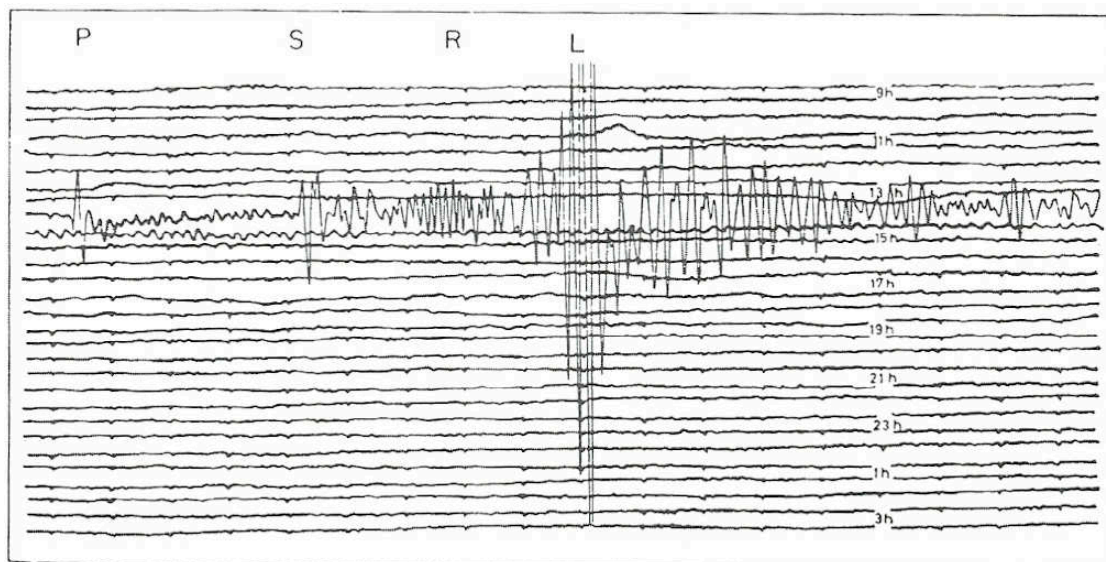


Figure 1.24 : exemple de sismogramme montrant l'enregistrement des différents types d'ondes (Pomerol et al., 2000). Les ondes de volumes P et S sont les premières à arriver au sismographe. Chaque ligne de trace représente l'enregistrement en continu sur 40 minutes environ (le temps s'écoule de gauche à droite).

1.2.2. Mesures

Caractéristiques des séismes

L'étude des sismogrammes permet de définir les caractéristiques d'un séisme : sa localisation (foyer, épicentre), l'énergie libérée (magnitude), et son mécanisme au foyer.

(1) La localisation d'un séisme comprend la détermination précise du foyer ou hypocentre (zone de rupture en profondeur) et de son épicentre (projection verticale en surface du foyer). Hypocentre et épicentre sont localisés à partir des temps de trajet des ondes sismiques enregistrés sur le réseau de sismographes.

(2) L'énergie libérée par un séisme est mesurée par la magnitude, notée M_L , M_D , M_S , m_B . La valeur de la magnitude est reportée sur une échelle de 10 échelons (0 à 10), mais rares sont les séismes qui dépassent la magnitude 9.

La magnitude locale de Richter (M_L) est la plus souvent utilisée pour les séismes actuels. Elle est basée sur l'amplitude maximale d'oscillation (A) des ondes P, mesurée sur le sismogramme d'un récepteur placé à 100km de l'épicentre : $M_L = \log_{10}(A)$. Des abaques permettent de définir la magnitude de Richter quelque soit la distance de l'épicentre.

Comme la magnitude de Richter, la plupart des magnitudes sont calculées à partir des sismogrammes : M_D est définie à partir de la durée du signal, M_S se calcule à partir de l'amplitude des ondes de surface (R et L), m_B correspond à l'amplitude des ondes P qui arrivent en début de signal. Toutes ces magnitudes sont donc dépendantes de la distance du sismographe par rapport à l'hypocentre.

(3) Le mécanisme au foyer permet d'identifier l'orientation de la faille et sa direction de glissement, à partir du rayonnement sismique. Cette donnée a notamment permis de mettre en évidence des mécanismes communs de rupture à l'échelle des régions sismogènes (Madariaga and Perrier, 1991). Comme la magnitude, le mécanisme s'analyse sur les enregistrements des sismogrammes ; les courbes permettent de discerner les jeux compressifs, des mouvements extensifs.

Une autre mesure de la magnitude est possible sans passer par l'analyse des sismogrammes. La magnitude d'énergie M_W correspond à la mesure de l'énergie libérée au niveau de l'hypocentre du séisme. Elle diffère des magnitudes décrites précédemment (M_L , M_D , M_S , m_B) qui sont définies à la surface et à une certaine distance de l'épicentre (emplacement du sismographe). La magnitude d'énergie M_W , aussi appelée magnitude de moment, se calcule directement à partir des paramètres de la zone de rupture (longueur et largeur de la faille ; Kanamori, 1977). Elle est reliée au moment sismique m_0 , selon la relation $\text{Log}_{10}(m_0)=1.5M_W+16.1$ (Hanks and Kanamori, 1979), qui mesure la déformation produite par le séisme dans la zone de rupture, et dépend de l'indice de rigidité du milieu (μ), de la surface de la faille (S = longueur x largeur) et du déplacement co-sismique (D) : $m_0= \mu.S.D$. Cette magnitude est utilisée pour les séismes puissants, ainsi que dans les études d'estimations du risque et de l'aléa sismique, notamment dans les régions où les failles actives sont identifiées sans qu'aucune rupture ne soit connue (e.g. Litchfield et al., 2009 ; Stirling et al., 2011).

A l'inverse des calculs donnant lieu à la magnitude, l'intensité d'un séisme constitue une estimation relative. Son évaluation se base sur les effets produits et le ressenti humain. L'intensité se mesure sur les échelles de Mercalli ou MSK 1964, comportant chacune douze degrés. La magnitude concerne un point, tandis qu'il est possible d'établir des cartes d'intensité (cartes isosismiques ; Figure 1.25).

Il existe des relations empiriques qui permettent de calculer l'intensité d'un séisme en un point donné, en fonction de la magnitude de moment M_w , de la profondeur de l'hypocentre et de sa distance par rapport au point d'observation. On parle alors de mesure du peak ground accélération ou PGA. Cette mesure constitue la base des études de risque sismique en terme d'urbanisme et de constructions para-sismiques.

Le couplage intersismique

Les mesures GPS actuelles sont capables de mesurer précisément les déformations élastiques à travers des failles actives (le couplage intersismique) et d'estimer la quantité d'énergie accumulée pendant une période de temps de l'ordre de quelques années (e.g. Wallace et al., 2004). Ces mesures permettent l'identification de failles dites bloquées (à fort couplage), qui n'ont aucune perte d'énergie par glissement asismique, et de failles asismiques (à faible couplage) qui n'emmagasinent que très peu d'énergie, l'essentiel du déplacement étant assuré par des mouvements asismiques. La mise en évidence de faible couplage peut remettre en cause les estimations de magnitudes et de récurrences des failles actives basées sur des calculs empiriques (détaillé dans le paragraphe suivant).

Les zones interplaques des marges actives sont souvent constituées de failles bloquées qui relâchent en une seule fois l'essentiel des contraintes. Elles sont responsables de séismes dévastateurs comme celui de Sumatra en 2004 ou du Japon en 2011. Il est courant que le déplacement sur le plan de faille au cours d'un séisme se surimpose aux estimations de couplage intersismique (Figure 1.26).

La détermination du couplage intersismique montre souvent un découpage des failles actives en plusieurs segments qui possèdent chacun une valeur de couplage propre. Chaque segment aura un comportement indépendant et pourra créer un séisme sans que les autres segments alentours ne soient affectés. La zone interplaque est souvent fragmentée en segments de plusieurs centaines de kilomètres chacun (Figure 1.26 ; e.g. Avouac, 2011 ; Ozawa et al., 2011 ; Wallace et al., 2004 ; 2009). Ainsi, il est assez rare d'observer la rupture d'une zone interplaque de plusieurs milliers de kilomètres de long. La reconnaissance de ces segments interplaque est déterminante pour estimer au mieux les magnitudes et récurrences des séismes puissants.

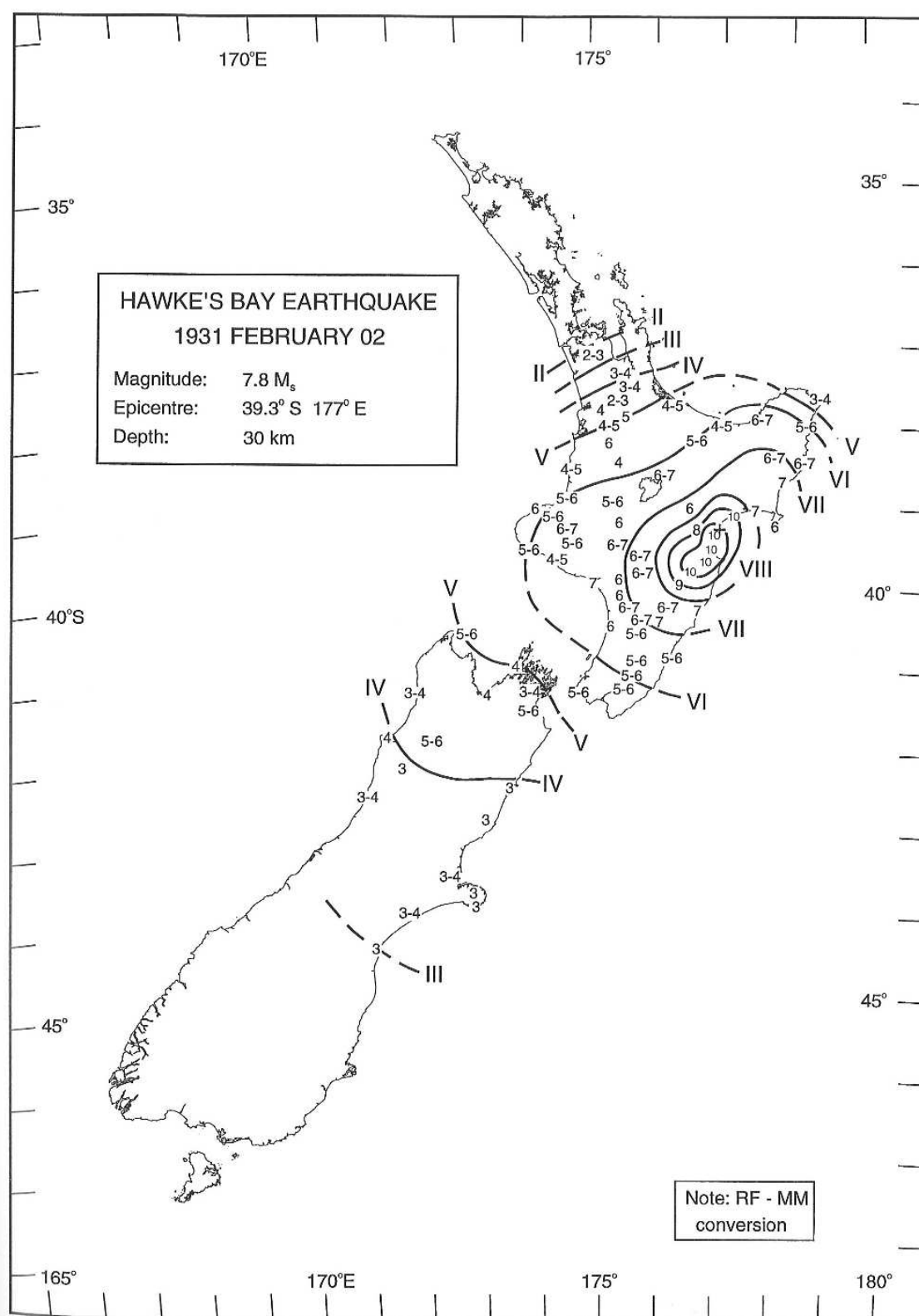


Figure 1.25 : exemple de carte isosismique pour le séisme de Napier (M_w 7.8), qui a touché l'île Nord de Nouvelle Zélande en 1931 (Downes, 1995). La carte a été réalisée à partir de témoignage humains et matériels, se rapportant à l'échelle d'intensité modifiée de Mercalli (MMI). L'échelle va de l'échelon MMI I (pas de ressenti) à l'échelon MMI XII (rupture en surface > 100 km et dégât extrême sur les infrastructures). L'épicentre du séisme est indiqué par une croix dans la zone de MMI X.

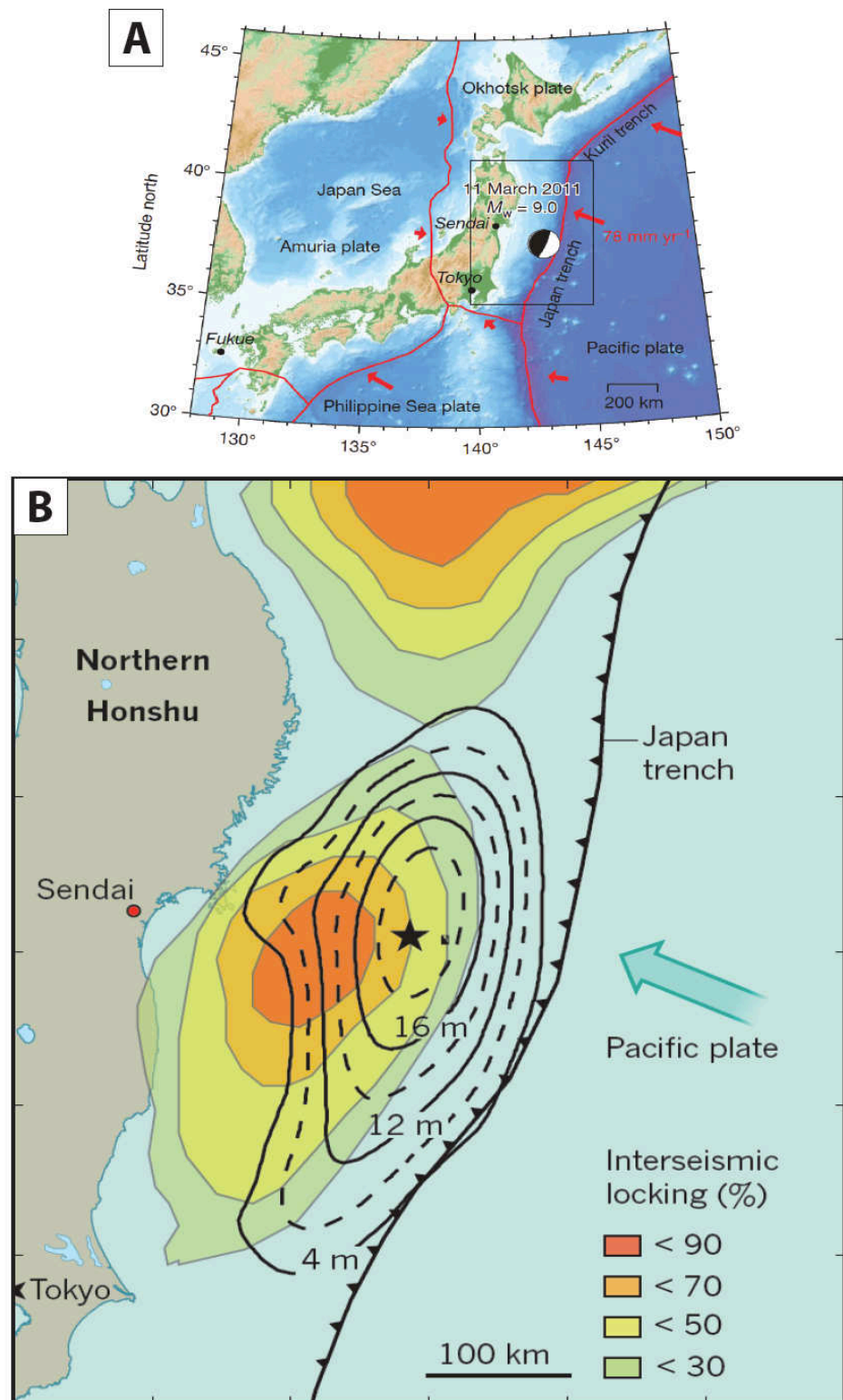


Figure 1.26 : environnement tectonique et localisation du séisme de Tohoku-Oki (M_w 9) qui a affecté le Japon en mars 2011 (Avouac, 2011 ; Ozawa et al., 2011). (A) Configuration tectonique des îles japonaises. La sphère focale représente l'épicentre du séisme et son fonctionnement (faille inverse). La convergence des plaques est indiquée en rouge. (B) Correspondance de la zone de faille bloquée avant le séisme (dégradé de couleur) et du déplacement le long de la faille pendant le séisme (contours noirs). La segmentation de la zone interplaques est également soulignée par la présence au nord d'un fort couplage intersismique, qui lui aussi coïncide avec les zones de ruptures de puissants séismes historiques.

Interconnexions de ruptures de failles

L'exemple récent du séisme de la marge en subduction Samoa-Tonga, qui a dévasté ces deux chapelets d'îles le 29 Septembre 2009 a montré les possibilités d'interconnexions entre zones sismogènes. Plusieurs hypothèses s'affrontent, mais il se dégage que ce séisme de M_w 8 était constitué de plusieurs séismes simultanés dans deux zones sismogènes différentes espacées de quelques dizaines de kilomètres (Figure 1.27; Beavan et al., 2010 ; Lay et al., 2010). Dans un laps de temps d'à peine 2 minutes, ont coexisté la rupture d'une faille normale de la plaque inférieure (M_w 8.1) et la rupture de l'interface de subduction (M_w 7.8). Même si il est extrêmement difficile de déterminer quel séisme a déclenché l'autre, il est cependant vraisemblable que la rupture de la première faille ait fragilisé les conditions d'équilibre des failles alentours, entraînant le second séisme.

Ce type d'interconnexions est connu : les répliques sismiques ; mais elles n'avaient jamais été identifiées sur des échelles de temps aussi réduites, et avec des magnitudes aussi élevées. Les répliques correspondent au réajustement tectonique de la zone affectée par le premier séisme, et sont généralement de moindre magnitude. La rupture de la première faille entraîne un déséquilibre à l'échelle régionale des forces de tensions, qui se stabilisent en libérant une certaine quantité d'énergie (les répliques) en certains points de la zone sismogène. Les répliques reprennent en principe le même mécanisme de rupture que le séisme principal. Or, dans le cas des séismes du 29 septembre 2009, les mécanismes étaient opposés entre la rupture d'une faille en extension et la rupture de l'interface en compression (Figure 1.27).

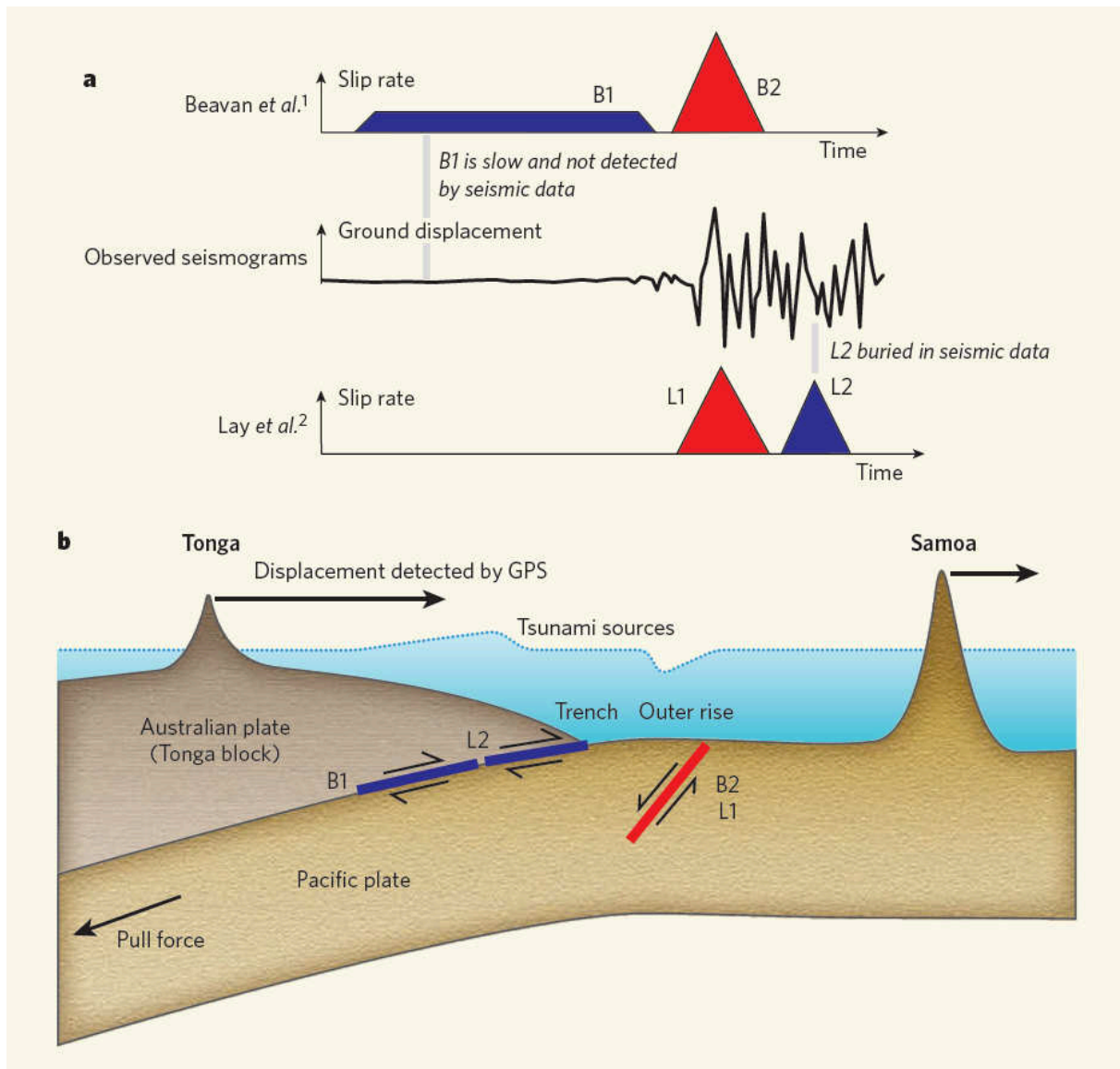


Figure 1.27 : interprétation des séismes du 29 Septembre 2009 le long de la marge Samoa-Tonga (Satake, 2010). (A) Les deux scénarii de rupture sont présentés, tous deux basés sur l'enregistrement des sismogrammes (B1, B2 pour l'ordre proposé par Beavan et al., 2010 et L1, L2 pour l'ordre de Lay et al., 2010). Considérant les incertitudes laissées par les auteurs les deux scénarios sont envisageables. (B) Illustration de la marge Samoa-Tonga, avec les deux zones de ruptures chacune présentant un mécanisme différent (normal en rouge, inverse en bleu).

1.2.3. Géographie des séismes

La majorité des séismes se concentre le long de la ceinture de feu du Pacifique, dans les zones de convergence lithosphériques, et notamment dans les zones de subduction (Figure 1.28). La convergence est absorbée soit par la tectonique cassante avec des ruptures de failles (zone interplaque ou failles actives intraplaques), soit par déformation ductile des séries sédimentaires ou de l'arc structural.

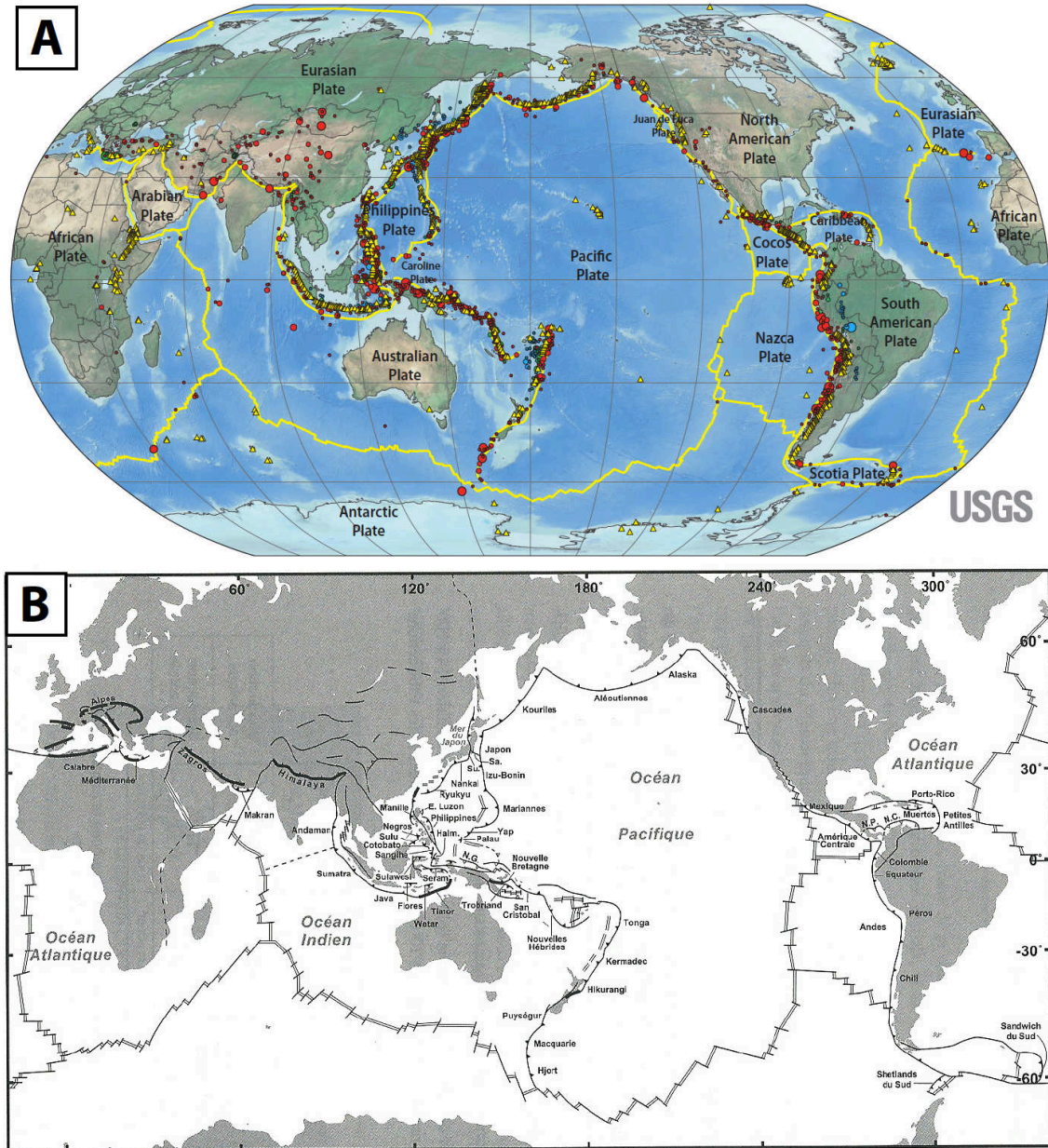


Figure 1.28 : Comparaison entre (A) la localisation des séismes majeurs $M_w > 7.5$ répertoriés entre 1900 et 2007 (modifié d'après source USGS), et (B) les différents types de limites de plaques : zones en accretion ou dorsales océaniques (blanc), failles transverses (noir) et zones en subduction (triangle du côté de la plaque chevauchante ; Lallemant et al., 2005b). (A) Les séismes sont représentés par des cercles rouges (séismes peu profonds, < 70km), verts (intermédiaire, 70-300km), et bleus (profonds, >300km) ; sont aussi notés les volcans actifs (triangles jaunes). Les limites de plaques sont marquées en jaune. Noter la concentration de séismes et de volcans sur les limites de la plaque pacifique, appelée ceinture de feu du Pacifique.

Les séismes sont principalement enregistrés sur les marges de subduction, où la déformation tectonique est la plus intense. Sous certaines conditions, les fortes contraintes de ces zones sont accommodées de manière asismique par glissement continu le long d'un plan de faille. Ce phénomène asismique est favorisé par la présence de fluides provenant des sédiments subductés (e.g. Singh et al., 2011).

Les séismes des marges de subduction se déclenchent aussi bien dans la plaque supérieure (chevauchante) que dans la plaque inférieure (subductée), mais la zone interplaque reste le point central de la zone sismogène (Figure 1.29).

(1) La plaque supérieure génère des séismes en réponse à la compression de la zone avant-arc. Le domaine extensif arrière-arc est également connu comme zone sismogène. Les séismes sont le reflet du fonctionnement de grands accidents souvent sub-parallèles à la subduction (chevauchements, décrochement ou extension). Certains atteignent de très fortes magnitudes, comme le séisme de Napier en Nouvelle Zélande en 1931, M_w 7.8 (Figure 1.25).

(2) La plaque inférieure produit la majorité des séismes. Ils sont préférentiellement de trois types: (1) les séismes de flexure océanique souvent extensifs et localisés en avant de la subduction, (2) les séismes intermédiaires localisés au delà de l'interplaque entre 60 et 300 km de profondeur, sans doute liés à la déshydratation du slab et à des changements de phase, et (3) les séismes profonds au delà de 500 km de profondeur, reliés à des phénomènes de compression du slab et à des changements de phase de haute pression – haute température (Lallemand et al., 2005b).

(3) La zone interplaque qui subit le frottement entre les deux plaques génère les séismes les plus destructeurs. Le plus fort séisme connu de M_w 9.5 a été enregistré en 1960 sur la marge chilienne et correspond à une rupture de l'interface sur plus de 1000 km (Cifuentes, 1989).

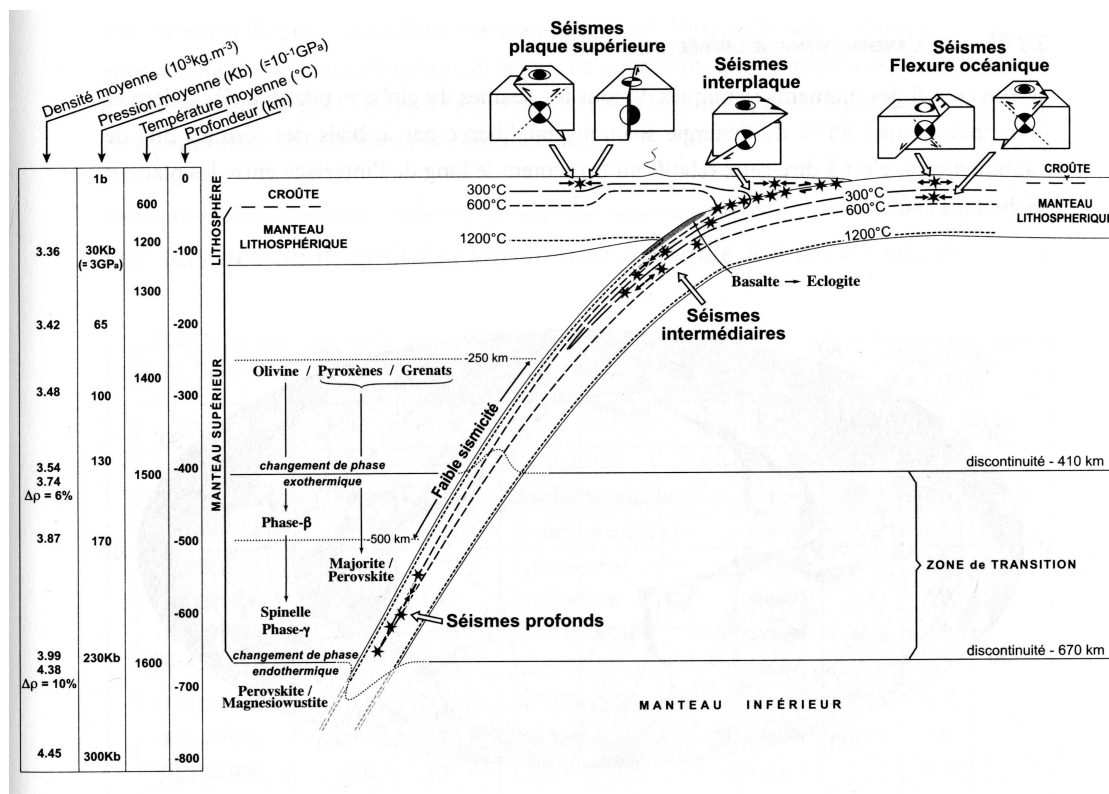


Figure 1.29 : localisation des séismes le long d'une marge en subduction (Lallemand et al., 2005b).

1.2.4. Les effets des séismes

a. Effets du déplacement sur le plan de faille

Lors d'un séisme, le déplacement le long du plan de faille est quasi-instantané et crée un rejet de quelques centimètres à plusieurs mètres de certains niveaux repères (ex. décalage d'un niveau de cendres volcaniques). Les ruptures de failles en surface en sont le parfait exemple. Les escarpements de failles pouvant atteindre plusieurs mètres de rejet vertical, dessinent une nouvelle géomorphologie qui peut par exemple modifier le réseau hydrologique (e.g. Klinger et al., 2011). Les mêmes observations sont faites en environnement sous-marin (e.g. Gracia et al., 2006).

Également, les mouvements de surrection ou subsidence brutale qui accompagnent une rupture de faille sont reconnus dans des environnements lagunaires, marécageux ou fluviaux : impulsion marine dans un environnement terrestre, changement brutal du cours d'une rivière, ou inondation d'une forêt (e.g. Hayward et al., 2006 ; Cochran et al., 2006 ; Wilson et al., 2006). Les tsunamis dévastateurs déclenchés par les séismes interplaques, comme celui de Sumatra en 2004 ou du Japon en 2011, sont un autre effet indirect des séismes, capables de transporter et déposer des sédiments marins (sables, coquilles, foraminifères, etc ...) sur de grandes distances à l'intérieur des terres : les recherches de paléo-tsunamis sont d'ailleurs souvent basées sur l'étude de tels dépôts (e.g. Goff and Dominey, 2009).

b. Effets des ondes sismiques sur les sédiments

Les ondes sismiques lors de leur propagation sont responsables de nombreuses perturbations dans les sédiments en place, lithifiés ou non. Les séismes récents ont montrés une grande variété de manifestations sédimentaires, allant des phénomènes de liquéfaction, aspirant les bâtiments ou expulsant du sable sous forme de volcans centimétriques, aux glissements de terrain plurimétriques. Montenat et al. (2007) proposent une classification de ces enregistrements en trois grandes catégories : les phénomènes gravitaires, les phénomènes de fracturation des roches et les seismites au sens large (Figure 1.30).

(1) Les phénomènes gravitaires induits par les ondes sismiques regroupent l'ensemble des mouvements gravitaires aériens ou sub-aquatiques détaillés dans la partie précédente : de la chute de blocs aux courants de turbidité. Cette catégorie comprend notamment les « seismo-turbidites » proposées par Nakajima and Kanai (2000). Pour améliorer notre connaissance de l'aléa sismique, certaines études ont cherché à contraindre le seuil de déclenchement de ces phénomènes gravitaires. Il est apparu par exemple qu'une intensité MMI VI-VII suffisait à déclencher un phénomène gravitaire aérien (Hancox et al., 2002 ; Keefer, 1984).

(2) La fracturation de roche indurée comprend notamment les fractures de stalagmites/stalactites dans les grottes. Dans certains cas, la fracture s'accompagne d'un décalage perceptible dans l'alignement des objets.

(3) Les seismites sens large regroupent toutes les déformations fragiles ou ductiles assénées aux sédiments par les ondes sismiques. Il s'agit pour les déformations fragiles : des événements consécutifs de la rupture de faille (brèche de faille, veines minérales, etc ...), et pour les déformations ductiles : des phénomènes de déstructurations de sédiments en place (liquéfaction et d'expulsions de fluides, boudinage, homogénéisation, etc ... ; e.g. Beck et al., 2007 ; Kagan et al., 2011 ; Marco et al., 1996).

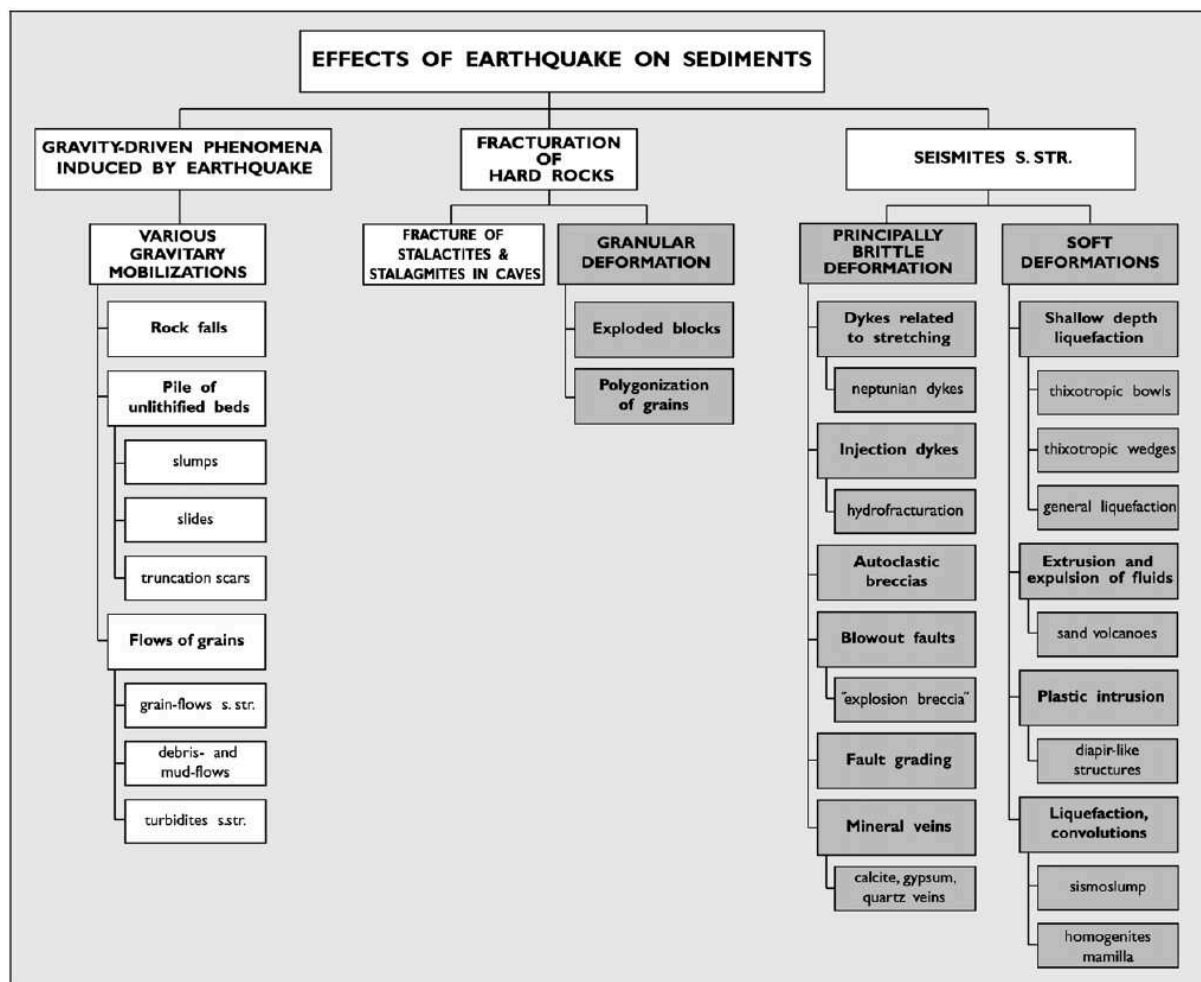


Figure 1.30 : classification des différents enregistrements sédimentaires de séismes (Montenat et al., 2007)

L'enregistrement sédimentaire des séismes peut donc être soit direct, par déformation de la colonne de sédiments déjà en place, soit indirect, lors de variations brutales des environnements de dépôt. Il convient toutefois de conserver une vision critique, sachant que chacune de ces manifestations sédimentaires n'est pas exclusivement déclenchées par les séismes.

1.2.5. La paléoseismicité : l'étude des séismes anciens

Ces enregistrements sédimentaires, lorsqu'ils sont préservés, constituent de véritables archives des séismes passés. Dans les environnements sédimentaires stables et alimentés en continu, la reconnaissance d'indices paleosismiques peut conduire à la reconstitution d'un calendrier tectonique sur plusieurs milliers d'années, là où la sismicité historique remonte simplement à quelques centaines d'années, et la sismicité instrumentale à seulement quelques dizaines d'années (Figure 1.31). Toutefois, plus l'intervalle de temps étudié est grand, plus les incertitudes sur l'âge des paléo-séismes est fort et il devient difficile de contraindre leur magnitude et leur origine. L'archéosismicité est une alternative intéressante à la paléoseismologie, mais nécessite une présence humaine et des vestiges conservés pour être appliquée.

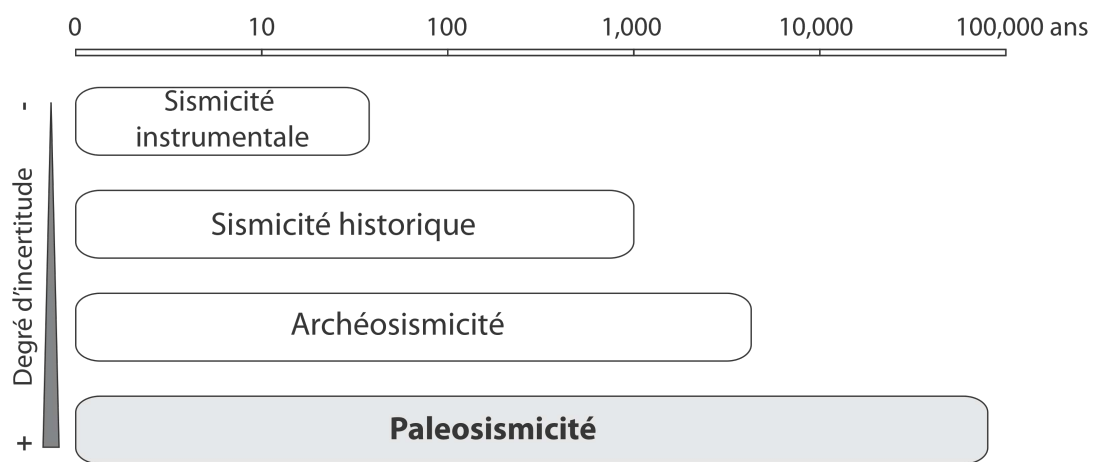


Figure 1.31 : intervalles de temps couverts par les différentes méthodes d'études des séismes. Plus l'intervalle de temps augmente, plus l'incertitude des magnitudes et temps de retour est problématique. L'archéosismicité, non décrite ici, consiste à l'étude des dégradations co-sismiques faites aux bâtiments archéologiques (fissures, effondrements, etc ...).

Seuls les séismes puissants sont capables de laisser une trace géologique dans l'environnement (e.g. Goldfinger et al., 2003 ; Hancox et al., 2002 ; Keefer, 1984 ; Noda et al., 2008). La paléoseismologie est donc une méthode capable de fournir un enregistrement des séismes de forte magnitude qui sont souvent caractérisés par des cycles sismiques de plusieurs milliers d'années. L'enregistrement instrumental et historique, cantonnés à quelques centaines d'années ne peuvent capter que quelques-uns de ces gros séismes. Leur récurrence ne peut être estimée avec précision qu'avec une approche paleosismique.

Deux principales méthodes sont utilisées pour obtenir des informations sur la paléoseismicité : (1) l'analyse de failles actives à partir de relations empiriques, qui fournit un ordre de grandeur des magnitudes et des récurrences, et (2) l'étude de l'enregistrement sédimentaire des séismes, qui fournit des âges précis des paléo-ruptures de failles, ainsi que des récurrences.

a. Estimation des paramètres des sources des séismes

Dans le domaine cassant à < 60 km de profondeur et souvent < 30 km, les failles sont les principales sources des séismes. Comme il est impossible à l'heure actuelle de prédire l'imminence d'un séisme, à l'échelle de quelques heures, voire même de quelques années, l'étude détaillée de leur source est déterminante pour évaluer les probabilités de ruptures, estimer les magnitudes associées, et minimiser l'aléa sismique (e.g. Stirling et al., 2011).

Les relations empiriques qui définissent la magnitude de moment M_w d'une faille active se présentent généralement sous la forme :

$$M_w = a \cdot \text{Log}_{10}(L) + b \cdot \text{Log}_{10}(W) + c$$

où L et W sont la longueur et la largeur de la faille, et a , b , c des coefficients de régression (Kanamori, 1977).

Il est ainsi possible d'estimer la magnitude d'un séisme déclenché par la rupture d'une faille, sans que celui-ci n'ait jamais été observé. Ces relations sont particulièrement utiles dans les régions où l'enregistrement historique est limité et ne comprend que peu ou pas de séismes associés à ces failles (e.g. Nodder et al., 2007).

Le calcul de M_w pour chaque faille permet par la suite d'estimer le taux de déplacement (D) le long de la faille au cours d'un séisme en utilisant la relation de calcul du moment sismique m_0 de Hanks and Kanamori (1979) :

$$m_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot D$$

où μ est l'indice de rigidité du milieu.

L'estimation du déplacement et de la magnitude constitue la base des études de risques sismiques aussi bien dans le domaine continental (e.g. Klinger et al., 2011), que dans le domaine sous-marin (e.g. Nodder et al., 2007 ; Barnes, 2009 ; Barnes and Pondard, 2011).

La mesure directe à l'affleurement ou sur profil sismique du déplacement total (D_t) entre deux niveaux repères permet d'estimer le nombre de ruptures (N) qui ont eut lieu entre ces deux niveaux ($N = D_t/D$). La datation de ces niveaux fournit une récurrence moyenne pour chaque faille à laquelle correspond une valeur de M_w calculée empiriquement.

Il est ainsi possible d'estimer avec une relative précision la magnitude M_w et la récurrence moyenne de ruptures des failles actives, à partir de la simple observation des mouvements relatifs entre les deux blocs de la faille. Cette méthode montre cependant ses limites lorsqu'il s'agit de dater précisément les séismes anciens.

b. Etude des effets des séismes

Le déplacement co-sismique

Etant donné que le déplacement co-sismique sur le plan de faille est quasi-instantané, si la rupture en surface entraîne un bouleversement des conditions environnementales, il est possible de dater l'âge de ces bouleversements. Plusieurs méthodes sont alors disponibles, dont :

(1) Les tranchées de failles. Cette méthode consiste à mesurer les déplacements qui ont eu lieu le long d'une faille active. Chaque rupture génère un déplacement brutal et un escarpement de plusieurs centimètres à la surface du sol. Le comblement du néo-relief

intervient pendant la période intersismique. En datant les derniers niveaux traversés par la faille (paléo-sols ou colluvions), il est possible de reconstituer un calendrier des paléo-ruptures. Cette méthode, largement utilisée pour les failles terrestres, a été récemment adaptée aux failles sous-marines (e.g. Barnes and Pondard, 2010).

(2) L'étude géomorphologique. Cette méthode est basée sur la mesure du déplacement latéral des failles actives exprimé en surface. Chaque rupture de la faille entraîne un déplacement latéral de plusieurs mètres qui interfère avec le réseau hydrographique, en déplaçant le cours d'une rivière par exemple. Cette méthode permet de définir jusqu'à une dizaine de paléo-ruptures, mais les méthodes de datations restent problématiques (e.g. Klinger et al., 2011). Cette approche est utilisable dans le domaine sous-marin, dans le cas de failles traversant des réseaux de canyons (Gracia et al., 2006). Les datations précises des ruptures restent cependant difficiles.

(3) La surrection ou subsidence de terrasses marines. Cette méthode, appliquée aux séismes côtiers, se base sur l'identification et la datation des mouvements verticaux qui accompagnent les séismes puissants (Figure 1.34). Elle permet de construire des calendriers relativement complets sur les derniers 10,000 ans, notamment sur les côtes de la Nouvelle Zélande (Wilson et al., 2006 ; 2007 ; Cochran et al., 2006), mais dépend fortement des contraintes géologiques régionales (eustatisme, rebond isostatique, etc ...).

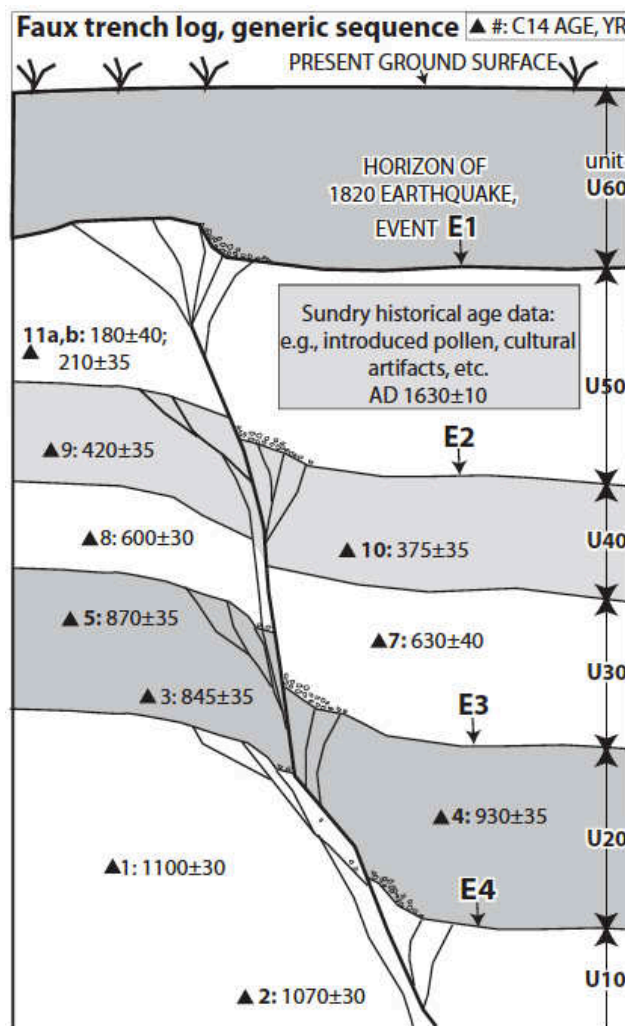


Figure 1.32 : modèle d'une tranchée de faille (Lienkaemper and Bronk Ramsey, 2009). Les niveaux en gris sont es paléosols traversé lors des paléo-séismes. La datation du séisme se fait par datation des différents horizons E.

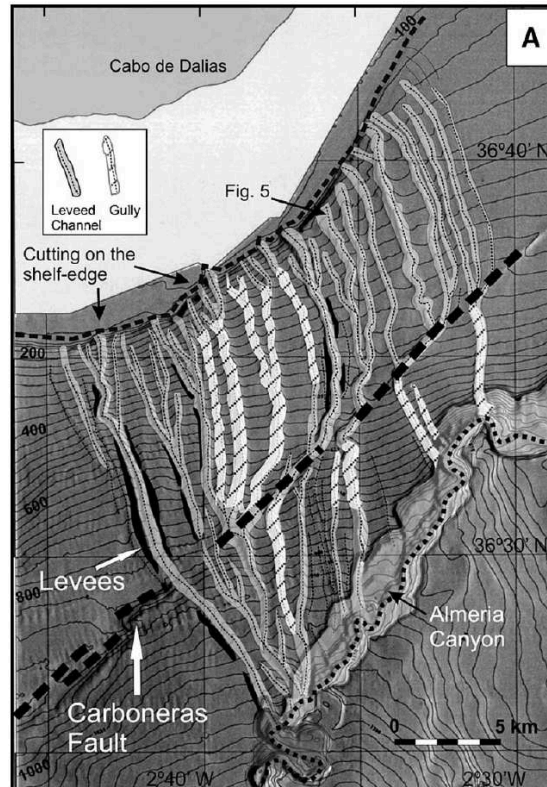


Figure 1.33 : exemple de l'impact d'une faille décrochante sur la morphologie (Gracia et al., 2006). La faille de Carboneras traverse un réseau de canyon sous-marin. Chaque rupture déconnecte l'amont et l'aval des canyons.



Figure 1.34 : exemple de surrection successives de terrasses marines sur une côte Est de Nouvelle Zélande (source GNS Science). A partir du séisme bien connu de 1855 qui a soulevé brutalement la terrasse de plusieurs mètres, il est possible d'extrapoler l'occurrence de paléo-séisme en datant les terrasses supérieures.

L'enregistrement sédimentaire des séismes

L'enregistrement sédimentaire des séismes comprend les phénomènes gravitaires induits, la fracturation de roche indurée, et les séismites sens large (Montenat et al., 2007 ; Figure 1.30).

Les turbidites co-sismiques sont parmi les phénomènes gravitaires induits qui fournissent le meilleur enregistrement paléosismique. Cette méthode s'appuie sur l'identification et la datation des turbidites déclenchées par les séismes côtiers (e.g. Beck, 2009 ; Blumberg et al., 2008 ; Goldfinger et al., 2003 ; 2007 ; Gracia et al., 2010 ; Noda et al., 2008 ; St-Onge et al., 2004). Elle a l'avantage de fournir des âges très précis et de permettre un enregistrement en continu sur plusieurs dizaines de milliers d'années. Cette méthode a été développée sur les turbidites de la marge des Cascades à l'ouest des USA (Adams, 1990).

La reconnaissance du déclenchement sismique des turbidites est le critère discriminant de cette méthode, mais reste cependant problématique. Nakajima and Kinai (2000) proposent une signature sédimentologique des « séismo-turbidites », constituées de plusieurs pulses successifs. Ces turbidites multi-pulses témoignent du déclenchement simultané de plusieurs déstabilisations de pente. Sur le même modèle, Gorsline et al. (2000) suggèrent que les séismo-turbidites sont plus volumineuses que les turbidites déclenchées par d'autres mécanismes, comme les crues ou les tempêtes. Goldfinger et al. (2003) montrent qu'une synchronicité des dépôts de turbidites dans plusieurs systèmes turbiditiques indépendants peut être utilisée comme un bon indicateur du déclenchement sismique. Cet argument repris par Gracia et al. (2010) sur une marge différente confirme l'idée que des turbidites synchrones correspondent à la signature d'un séisme. Noda et al. (2008) et Beck (2009) s'intéressent à la composition des turbidites et mettent en avant une composition typique d'un environnement de déclenchement et d'une origine par transformation de déstabilisations de pente (assemblage faunistique, évolution granulométrique des séquences turbiditiques). Ce dernier argument a l'avantage de distinguer la zone source des turbidites et de la relier à un mécanisme unique dont les séismes sont les principaux déclencheurs.

La reconnaissance de turbidites synchrones est à l'heure actuelle le meilleur argument de reconnaissance (Figure 1.35). De plus la corrélation de plusieurs turbidites datées indépendamment permet de raffiner l'âge des paléo-séismes, et même d'estimer la longueur de la rupture de faille (Goldfinger et al., 2008 ; Gutierrez-Pastor, 2009).

Les seismites sens large sont également utilisées pour dater les paléo-séismes, avec des exemples significatifs en Mer de Marmara (e.g. Beck et al., 2007) ou dans la Mer Morte (Kagan et al., 2011 ; Marco et al., 1996). Comme pour les turbidites co-sismiques, la reconnaissance de la signature sismique est déterminante.

Ces méthodes paléosismiques sont la plupart du temps validées par la sismicité historique, qui permet la corrélation temporelle d'une turbidite ou d'une séismite avec un séisme précis et connu (e.g. Adams, 1990 ; Huh et al., 2004 ; McHugh et al., 2011 ; Noda et al., 2008). Dans les régions où l'enregistrement historique est restreint ou inexistant, ou pour l'adaptation de ces méthodes dans l'ancien, seules les caractéristiques intrinsèques de l'enregistrement sédimentaire sont disponibles, d'où la nécessité de bien définir les critères discriminants de reconnaissance.

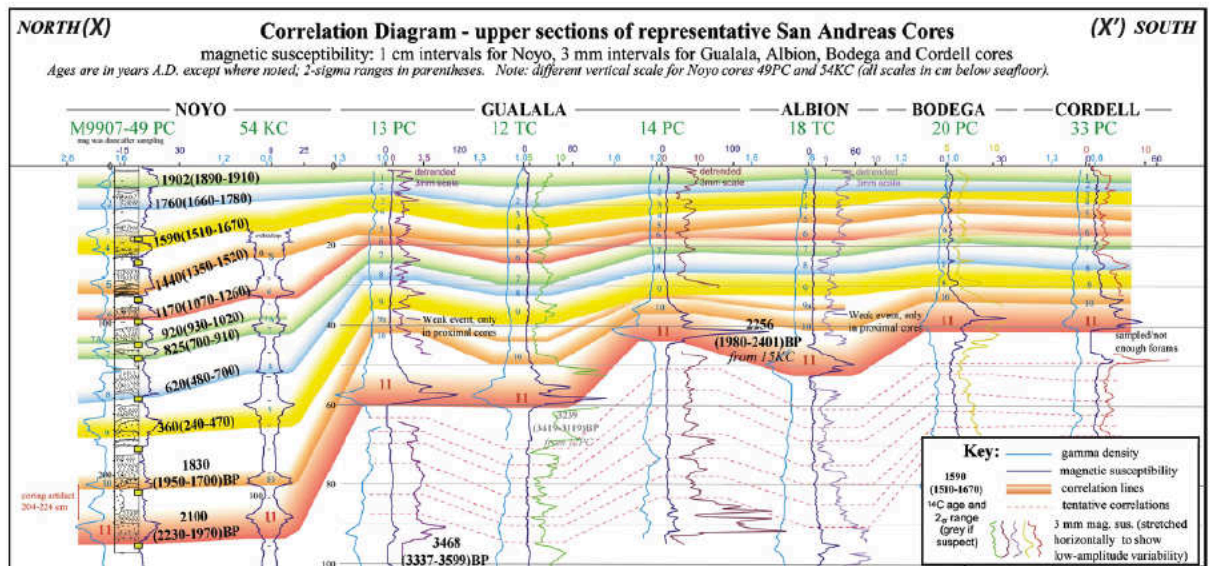
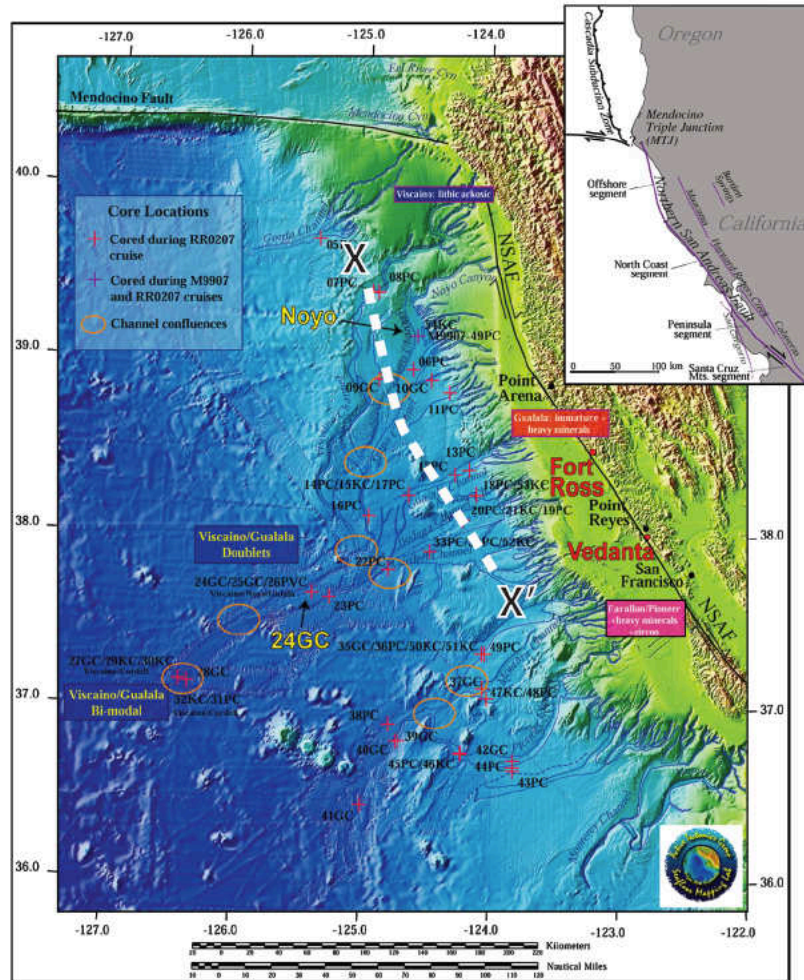


Figure 1.35 : exemple de la méthode des turbidites co-sismiques (modifié d'après Goldfinger et al., 2007). La carte montre les différents canyons dans lesquels ont été récoltées des carottes sédimentaires contenant les turbidites. La corrélation (en bas) est faite le long d'un tracé N-S (en pointillé sur la carte) pour 5 systèmes turbiditiques différents. Chaque couleur correspond à une turbidité corrélée et à un paléo-séisme.

Chapitre 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE

La marge Hikurangi : géodynamique – géomorphologie – sédimentologie – sismicité

Ce chapitre présente la marge active en subduction Hikurangi de Nouvelle Zélande, qui constitue un chantier privilégié de l'étude des relations entre sédimentation gravitaire et sismicité.

La première partie décrit succinctement les caractéristiques générales des marges actives en subduction. La définition d'une marge active est brièvement rappelée, ainsi que la liste des domaines morpho-structuraux caractéristiques des subductions.

La deuxième partie propose une revue bibliographique du cadre géodynamique et de la morphologie de la marge Hikurangi. Elle se consacre aux caractères généraux de la marge en présentant les principaux éléments morpho structuraux qui se retrouvent sur une coupe Est – Ouest.

La troisième partie détaille la partie Nord de la subduction Hikurangi, entre Hawke Bay et East Cape, objet de cette étude. Elle présente la morphologie, la dynamique sédimentaire, les conditions océanographiques ainsi que la sismicité qui règnent sur la zone. Cette partie comprend également une description des trois rentrants géants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa qui caractérisent cette fraction de la marge.

2.1. LES MARGES ACTIVES EN SUBDUCTION

2.1.1. Les types de marges

Selon la théorie de la tectonique des plaques, la lithosphère terrestre est composée de différentes plaques tectoniques rigides de 10 à 30 km d'épaisseur en moyenne. Leur mouvement les unes par rapport aux autres engendre trois catégories de limite de plaques (Figure 2.1):

(1) Les zones d'accrétion océanique, qui correspondent aux zones de divergence. Elles sont marquées par une dorsale, lieu de formation de la croûte océanique.

(2) Les failles transformantes, qui sont souvent parallèles au mouvement des plaques. Elles sont caractérisées par un glissement le long de grands accidents décrochants, sans apport ni absorption de matière.

(3) Les zones de convergence, qui se manifestent par des zones de subduction (plongement d'une plaque sous une autre) et des zones de collision (affrontement direct de deux plaques de même nature).

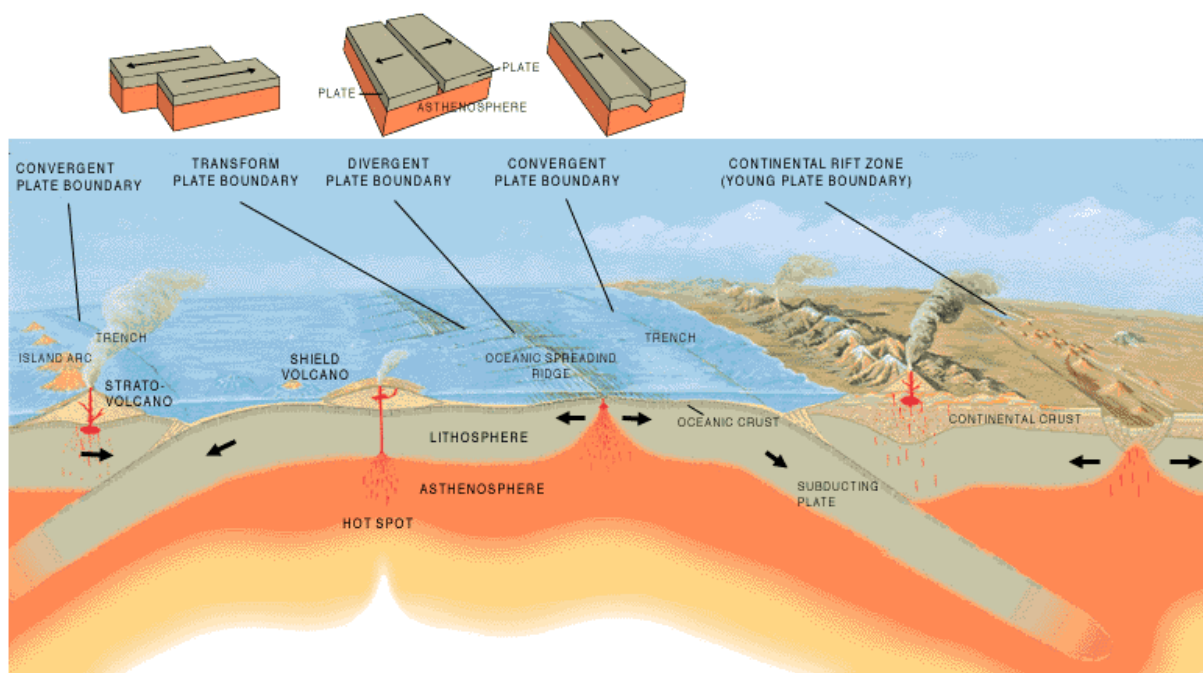


Figure 2.1 : vue d'artiste des différentes limites de plaques (source USGS).

Selon la nature de la croûte sus-jacente, les plaques peuvent être continentales ou océaniques (à noter qu'une plaque est constituée d'une partie du manteau supérieur et de la croûte, le tout formant la lithosphère ; Figure 2.1). La transition entre plaques océaniques et plaques continentales dépend du régime tectonique global et s'effectue le long des marges (marges continentales, actives ou passives). Deux types de marges s'opposent :

(1) Les marges passives, qui sont issues de l'expansion océanique. Elles sont le lieu d'une subsidence importante qui permet l'accumulation d'imposants volumes de sédiments (e.g. marge ouest-africaine, marge brésilienne).

(2) Les marges actives, qui se créent dans les zones de convergence lithosphérique. La subduction (ou collision) implique une tectonique compressive importante associée à une

forte sismicité. Les marges actives en subduction génèrent généralement des formations sédimentaires de taille plus réduites (e.g. marge californienne, marge Hikurangi).

2.1.2. Morphologie d'une marge active en subduction

Une subduction océan – continent idéalisée peut se fractionner en grands domaines morpho structuraux associés à un régime tectonique local particulier. Il est ainsi possible de distinguer (de l'océan vers le continent ; Figure 2.2) :

(1) La fosse océanique, qui forme une dépression allongée le long de la zone de subduction.

(2) Le prisme d'accrétion, qui se développe par empilements d'écailles tectoniques provenant des sédiments de la plaque plongeante et de la fosse. Ce domaine crée des bassins de pentes dans lesquels s'accumulent localement des sédiments de la plaque chevauchante.

(3) Le bassin avant-arc. Il s'agit d'un domaine à tendance extensive qui piège la majorité des sédiments issus de l'érosion de la plaque continentale.

(4) L'arc structural et l'axe volcanique. L'arc structural est un domaine compressif actif qui absorbe le maximum de la compression, liée à la subduction. Il cohabite souvent avec l'axe volcanique, généré par la remontée de magma issu de la fusion partielle de la plaque subductée.

(5) Le bassin d'avant-pays, qui malgré une tendance compressive peut être un important piège à sédiment.

(6) Le bassin arrière-arc. Ce dernier montre une extension prononcée pouvant évoluer en rift.

Ces éléments ne sont pas systématiques et sont plus ou moins bien représentés selon le contexte de chaque subduction.

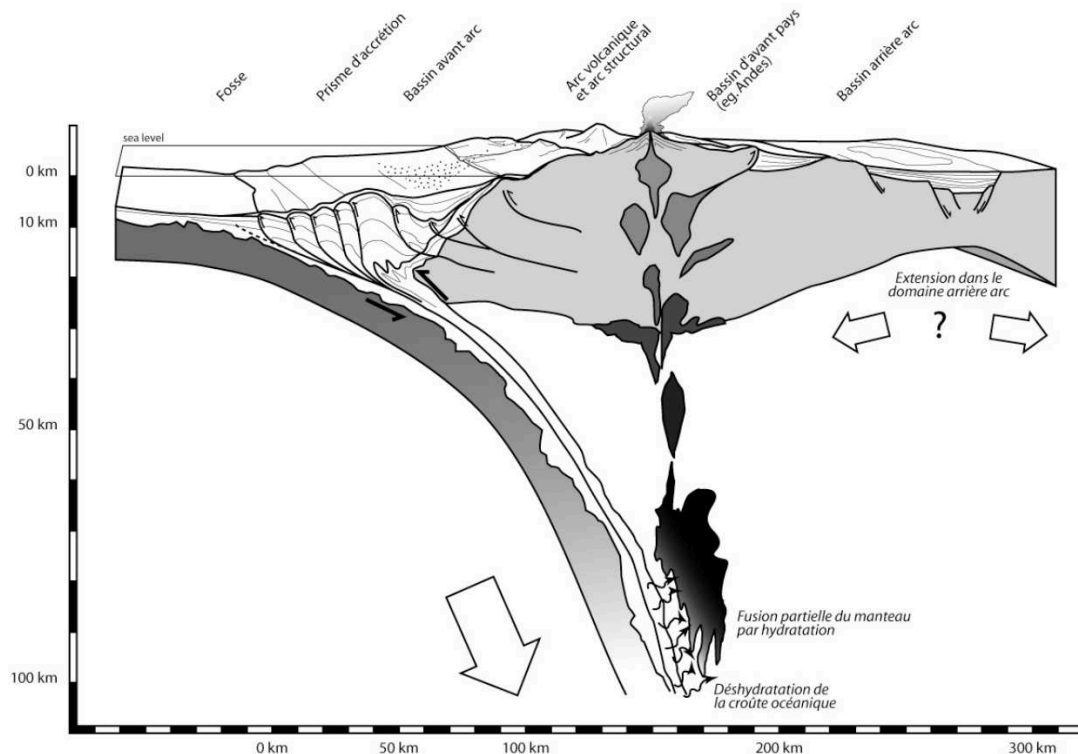


Figure 2.2 : Modèle simplifié d'une subduction océan - continent positionnant les différents domaines morpho structuraux (Paquet, 2007). Exagération verticale x2.

2.2. LA MARGE HIKURANGI : CADRE GEODYNAMIQUE ET DOMAINES MORPHO STRUCTURAUX

Située dans le Sud-Ouest Pacifique, la Nouvelle-Zélande s'intègre dans un environnement géodynamique complexe de convergence de plaques, caractérisé par des processus orogéniques majeurs (subduction, obduction et plus rarement collision).

Sur le microcontinent néo-zélandais, l'affrontement des plaques Australienne (AUS) à l'Ouest et Pacifique (PAC) à l'Est construit deux marges de subduction à vergence opposée (Figure 2.3) : la subduction AUS sous PAC au Sud (fosse de Puysegur) et la subduction PAC sous AUS au Nord (marge Kermadec-Hikurangi). La transition entre ces deux marges est marquée par une zone de collision intracontinentale oblique, le long du décrochement dextre majeur de la faille Alpine (dans l'île du Sud de Nouvelle-Zélande).

La marge Kermadec-Hikurangi intègre une subduction océan-océan au Nord de la Nouvelle-Zélande (marge de Kermadec) et une subduction océan-continent à l'Est de l'île du Nord (marge Hikurangi, objet de cette étude). La convergence des deux plaques se fait obliquement avec des vitesses variant du Nord au Sud, de ~50mm/yr à ~40mm/yr (Beavan et al., 2002 ; Figure 2.3). Sur la côte Nord-Est de Nouvelle-Zélande, la zone de transition entre les marges Kermadec et Hikurangi a connu une évolution rapide : marge transformante sénestre à ~20 Ma puis transformante dextre à ~5 Ma (Field et al., 1997). Les mouvements décrochants sont aujourd'hui bloqués et la zone est considérée comme une portion de marge continentale, soumise à la dynamique de la subduction Kermadec-Hikurangi.

La subduction Hikurangi s'initie au Miocène inférieur (~25 Ma) et se poursuit aujourd'hui, alternant avec des périodes d'extension superficielle (Figure 2.3 ; Field et al., 1997 ; Barnes and Nicol, 2004 ; Chanier et al., 1999 ; Nicol et al., 2007 ; Nicol and Wallace, 2007 ; Walcott, 1987). La configuration actuelle est acquise vers ~1.5 Ma et conserve depuis un taux de raccourcissement stable (Nicol and Wallace, 2007).

a. La plaque Pacifique

La plaque Pacifique plongeant au niveau de la marge Hikurangi possède une croûte océanique anormalement épaissie (10 à 15 km) : le plateau Hikurangi (Figure 2.4). Ce domaine de forme triangulaire est limité au Sud par la ride Chatham (continental), au Nord-Est par la plaine abyssale pacifique (océanique) et à l'Ouest par la fosse de subduction Hikurangi. Selon Taylor (2006), ce plateau constitue la relique d'un domaine magmatique géant regroupant les plateaux de Ontong Java, Manihiki et Hikurangi, mis en place au Crétacé et fractionné par une tectonique intense. Le plateau Hikurangi possède de nombreux monts sous-marins qui déforment et entaillent la marge lors de leur entrée en subduction (Collot et al., 2001 ; Lewis et al., 2004).

La fosse Hikurangi est peu marquée et oscille entre 2500m et 3000m de profondeur. Elle est parcourue et alimentée majoritairement par le chenal Hikurangi, parcourant près de 2000 km à travers la fosse et le plateau Hikurangi. Ce vaste chenal turbiditique draine les sédiments des chaînes de l'île du Sud, par le canyon Kaikoura (Figure 2.6 ; Lewis, 1994 ; Lewis & Barnes, 1999 ; Lewis & Pantin, 2002) et le canyon du détroit de Cook (Carter, 1992 ; Lewis, 1994 ; Mountjoy et al., 2009).

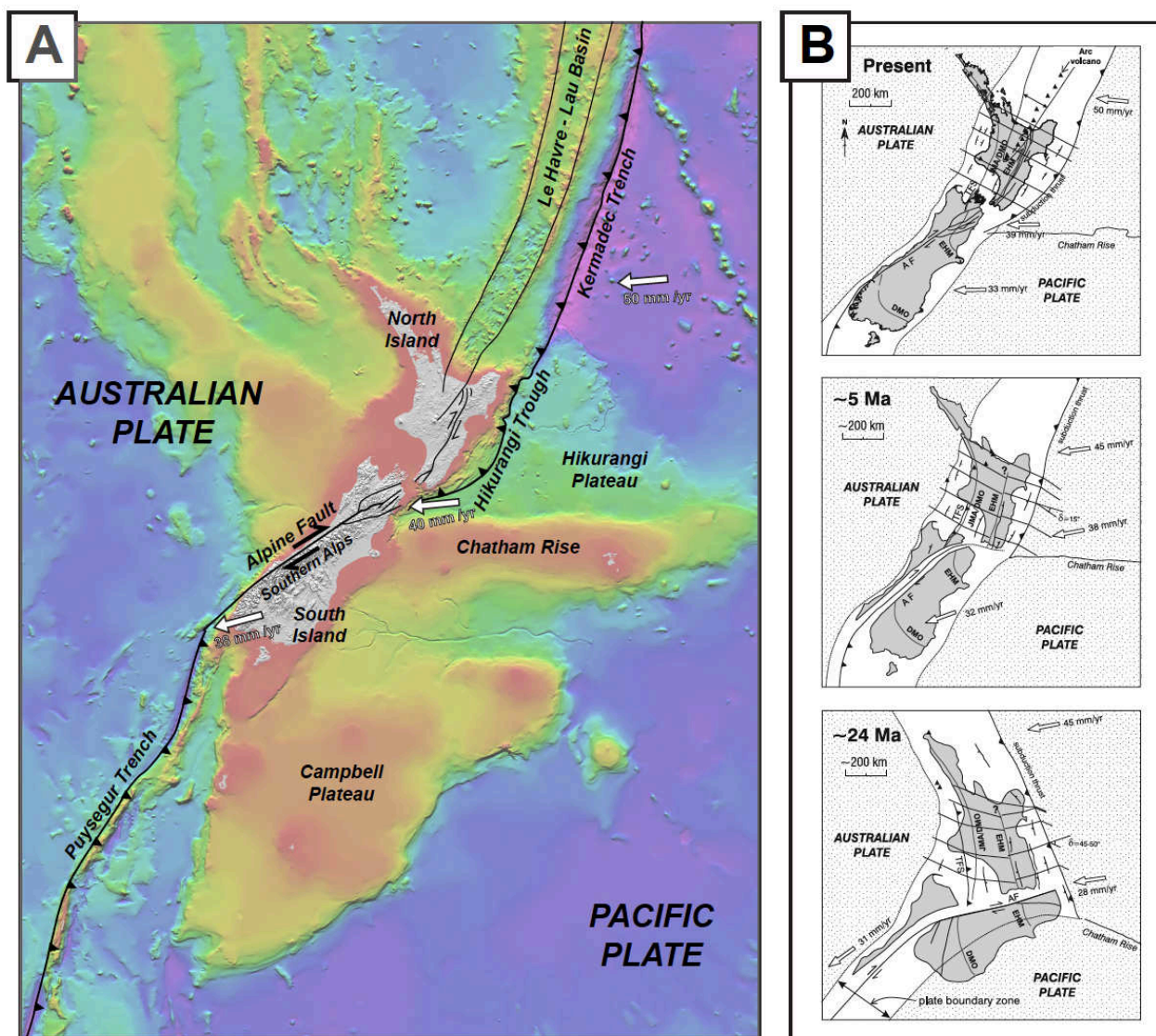


Figure 2.3 : (A) carte du relief marin autour de la Nouvelle-Zélande, illustrant les limites de plaques et les principaux accidents lithosphériques (modifié d'après CANZ, 1996). L'ordre de grandeur de la bathymétrie va de 0 m (rouge vif) à > 5000 m (violet vif). Les taux de convergence sont ceux estimés par Beavan et al. (2002). (B) Reconstruction géodynamique de la limite de plaque Australie – Pacifique sur les derniers ~25 Ma (Nicol et al., 2007). TFS : Taranaki Fault System ; AF : Alpine Fault ; DMO : Dun Mountain Ophiolite ; EHM : Esk Head Melange. Les flèches blanches indiquent la direction et les taux de convergence (Beavan et al., 2002).

b. La plaque Australienne et la marge Hikurangi

Dans le cadre de la subduction Hikurangi, la plaque australienne rassemble les principaux domaines morpho-structuraux caractéristiques des marges en subduction : (1) un prisme d'accrétion, (2) un bassin avant-arc, (3) un arc structural et (4) un bassin arrière-arc, abritant dans sa partie centrale (5) l'arc volcanique. Ces domaines émergent en partie et constituent l'île Nord de Nouvelle-Zélande (Figure 2.4).

Le **prisme d'accrétion** Hikurangi (*imbricated frontal wedge*) se développe sur près de 800 km du Nord de la péninsule de Raukumara jusqu'au Sud de l'île Nord de Nouvelle-Zélande. Il atteint au Sud de Hawke Bay son expansion maximale (80 km), cumulant jusqu'à 7000 m de

sédiments (Lewis, 1980 ; Lewis & Pettinga, 1993). Il est constitué d'une succession de rides anticlinales et de chevauchements orientés NE-SW parallèlement au décollement principal, qui constitue la limite de plaque. Ce décollement assure la croissance du prisme par incorporation progressive des sédiments de la fosse et de la plaque plongeante (Lewis & Pettinga, 1993). Perchés entre les hauts structuraux, des bassins de pentes se développent dans lesquels s'accumulent jusqu'à 2000 m de sédiments (Lewis, 1980 ; Pedley et al., 2010). Les bassins peu profonds sont alimentés directement par l'érosion des montagnes de l'île Nord, tandis que les plus profonds sont comblés par des séquences successives d'événements gravitaires, de sédiments hémipélagiques et de cendres volcaniques (Lewis, 1973 ; Lewis, 1980 ; Carter et al., 2002). Ils archivent ainsi les événements catastrophiques de la marge Hikurangi comme les séismes, les éruptions volcaniques, et les bouleversements environnementaux anthropomorphiques. Bien développé dans sa partie centrale, la largeur du prisme d'accrétion diminue au Nord et sa morphologie devient plus accidentée : la marge Hikurangi passe d'une marge d'accrétion au Sud à une marge en érosion tectonique au Nord (Figure 2.5 ; Figure 2.6 ; Figure 2.7 ; Collot et al., 1996 ; Lewis, 1980). Deux rentrants ou indentations majeures (Poverty et Ruatoria) sont visibles sur la bathymétrie. Ces perturbations sont interprétées comme l'entrée en subduction de monts sous-marins dans un contexte de marge « stable » (Collot et al., 2001 ; Lewis et al., 2004). Au Nord de la péninsule de Raukumara (rentrant de Ruatoria), le phénomène s'est accompagné d'une avalanche sous marine géante (~3000 km³), entaillant profondément la marge Hikurangi (Figure 2.7 ; Collot et al., 2001 ; Lewis et al., 2004). Au Sud de Hawke Bay, certaines rides du prisme d'accrétion émergent et forment les chaînes côtières (*coastal range*) (Lewis & Pettinga, 1993) culminant à presque 1000 m d'altitude. Les taux de surrection estimés pour le dernier million d'années sont de l'ordre de 1 à 2 mm/yr (Pillans, 1986 ; Chanier et al., 1994). Les chaînes côtières rassemblent les rides et chevauchements les plus éloignés du front de subduction et marquent la transition avec le bassin avant-arc.

Le **domaine avant-arc** (*forearc basin*) se situe entre le prisme d'accrétion (*imbricated frontal wedge*) et l'arc structural (*axial range*). Sa morphologie générale suit celle du prisme d'accrétion et comprend trois principaux secteurs (Ballance, 1993):

1) Le bassin de Raukumara au Nord évolue entre l'arc de Kermadec « Kermadec ridge » (en extension) et le complexe d'accrétion Hikurangi-Kermadec « East Cape ridge ». Ce bassin de ~250 km et large d'environ 80 km (Gillies and Davey, 1986 ; Davey et al., 1997), s'étend au Nord-Est de East Cape et contient plus de 4000 m de sédiments cénozoïques.

(2) Le bassin central, région de Hawke Bay, est caractérisé par une extension maximale d'environ 100 km de large. Il s'étend entre le domaine marin peu profond et le domaine continental, entre -100 m et +300 m d'altitude.

(3) Le bassin sud, situé entre Hawke Bay et le détroit de Cook, est un domaine continu et étroit (~25 km), bien identifié entre l'arc structural et les chaînes côtières.

Bien qu'en soulèvement, sa situation entre deux espaces en surrection plus importante, génère une subsidence relative qui permet l'accumulation de 4000 m à 6000 m de sédiments depuis le Miocène (Buret et al., 1997). Le comblement miocène témoigne d'un domaine en subsidence largement ouvert sur l'océan avec une sédimentation profonde. Au Mio-Pliocène, Buret et al. (1997) identifie un bouleversement morphologique : de petits bassins se développent localement et sont comblés par une intercalation d'hémipélagite, d'événements gravitaires et de calcaires bioclastiques (Ballance, 1993). A partir du Pliocène (~4Ma) (Buret et al., 1997) et principalement au Pliocène supérieur (~2.5 Ma) (Ballance, 1993), le bassin avant-arc s.s. s'initie, mais le domaine reste fractionné.

L'**arc structural** (*axial range*) de la marge Hikurangi est bordé à l'Est par le domaine avant arc, au NW par le domaine arrière arc extensif et au SW par le domaine compressif de Wanganui (Figure 2.4). La limite Est est marquée une série de failles transpressives dextres, qui constituent la ceinture décrochante dextre de l'île Nord. La limite NW comprend la succession de failles normales bordant le domaine arrière arc extensif (Lamarche et al., 2006) et la limite SW, le système de faille de Kapiti-Manawatu (Lamarche et al., 2005 ; Proust et al., 2005). Ce domaine en compression connaît des taux de surrection rapides au cours des derniers millions d'années, ~1 mm/yr (Pillans, 1986) et forme les chaînes axiales qui culminent à plus de 1700 m d'altitude (Mont Hikurangi : 1750 m). L'érosion des chaînes axiales par les nombreuses rivières alimente le prisme d'accrétion de la marge en matériel sédimentaire. Sur la zone d'East Cape (péninsule de Raukumara ; Figure 2.4), le réseau hydrographique décharge annuellement près de 70 Mt de sédiments sur la marge principalement issus de l'érosion de l'arc structural (Hicks and Shankar, 2003).

Le **domaine arrière-arc** correspond (1) au Nord, à un rift actif renfermant l'arc volcanique et (2) au Sud, le bassin subsident compressif de Wanganui.

(1) Le domaine nord correspond au prolongement continental de l'arrière-arc extensif Le Havre-Lau de la marge de Kermadec (Figure 2.4). Il est constitué d'une série de grabens (Whakatane, Motiti, Taupo) qui se développent de Bay of Plenty (en mer) à la Zone Volcanique de Taupo (TVZ, à terre). Les taux d'extension s'échelonnent de 12-15 mm/yr sur Bay of Plenty (Lamarche et al., 2006 ; Wallace et al., 2004 ; Walcott, 1987) à 1-3.5mm/yr au niveau du Ruapehu Graben (Villamor and Berryman, 2001). L'**arc volcanique** abrite un volcanisme calco-alcalin et une activité géothermale importante. Les manifestations sont de différents ordres avec un centre andésitique caractérisé par de larges cônes éjectants matériels pyroclastiques et coulées de laves (Tongariro, Taranaki), plusieurs volcans dacitiques (Tauhara, Edgecumbe), et les volcans rhyolitiques du centre de Okataina qui expulsent des magmas acides et visqueux. Bien que moins fréquentes, les éruptions rhyolitiques sont beaucoup plus violentes et déversent de gigantesques volumes de matériels pyroclastiques (tephras) sur la marge Hikurangi. Ces tephras apparaissant généralement en fines couches sombres (tephras andésitiques ou dacitiques) ou en épais bancs clairs (tephras rhyolitiques) s'interstratifient avec les sédiments des bassins environnants (Figure 2.8). En raison d'une signature géochimique souvent spécifiques, ils constituent de bons marqueurs stratigraphiques, aisément identifiables et à large extension géographique (Shane, 2000 ; Shane et al., 2006 ; Alloway et al., 2007).

(2) Le domaine arrière-arc se poursuit au Sud de l'île Nord avec le bassin de Wanganui. La transition entre le rift extensif nord et le bassin compressif sud est marquée par un phénomène de bombement sur la région du Mt Ruapehu (Kamp et al., 2004). Le bassin Wanganui correspond à une dépression continentale subsidente dépourvue de volcanisme, dans un environnement tectonique compressif; il ne peut donc pas être considéré comme un bassin arrière arc classique. Au cours de son histoire, le bassin connaît une migration de la subsidence vers le Sud et une émergence progressive des séries, consécutives au bombement (Kamp et al., 2004 ; Proust et al., 2005). Le remplissage sédimentaire Plio-Pléistocène s'effectue ainsi au Sud du bassin et accumulent plus 4000 m de dépôts peu profonds (Anderton, 1981). Les récentes interprétations mettent en évidence deux mégaséquences sédimentaires autour d'une discontinuité majeure (transition Pliocène-Pléistocène), avec des évidences de croissances syn-sédimentaires importantes à partir du Pléistocène (migration des dépocentres vers l'Est et l'arc structural) (Proust et al., 2005).

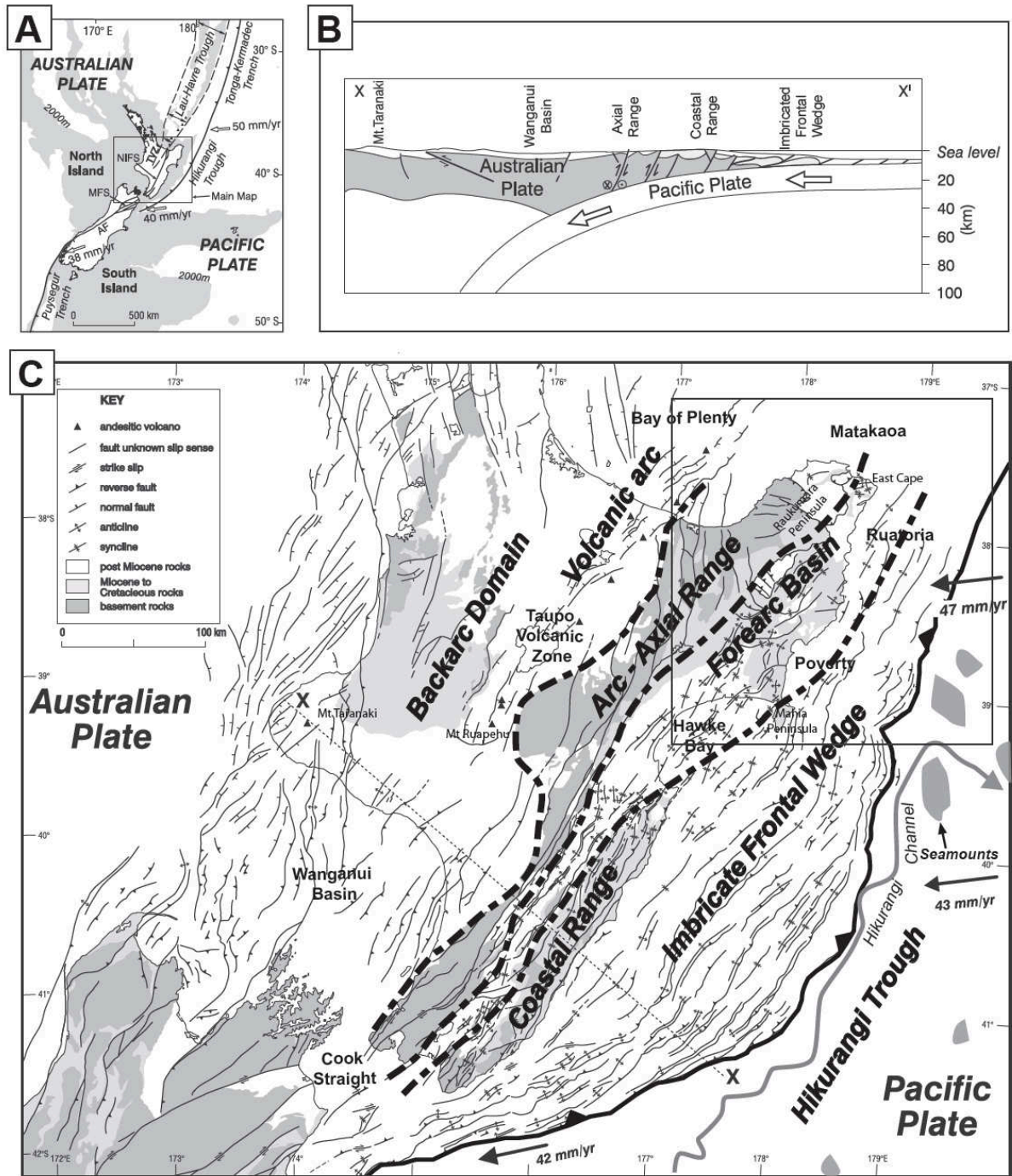


Figure 2.4 : Agencement des éléments morpho structuraux de la marge Hikurangi (modifié d'après Nicol et al., 2007). (A) Position de la marge Hikurangi dans le contexte géodynamique de la Nouvelle-Zélande. (B) Coupe régionale illustrant la subduction. (C) Carte de la marge en subduction Hikurangi. Le cadre délimite la zone d'étude de cette thèse.

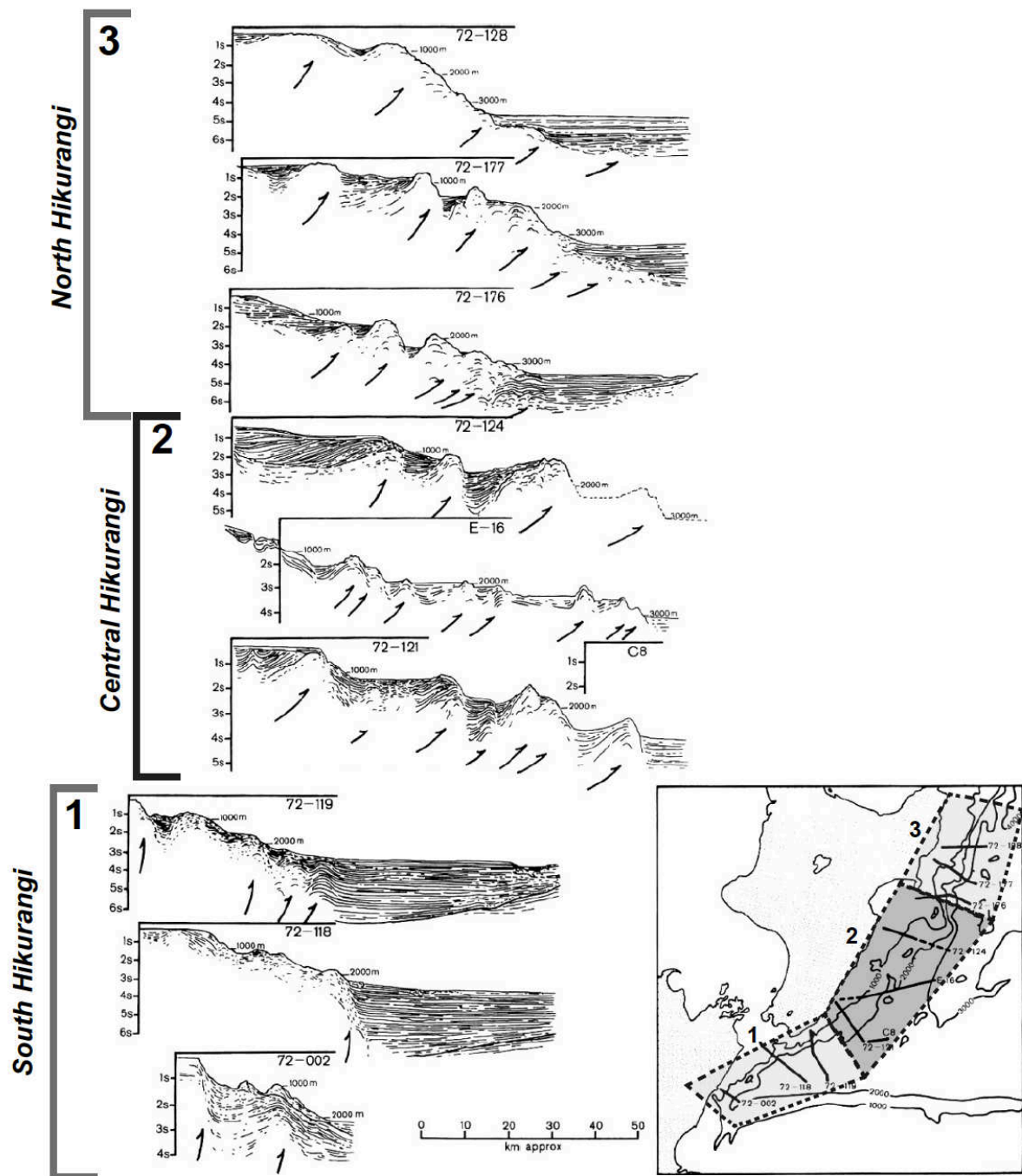


Figure 2.5 : Série de profils sismiques le long du prisme d'accrétion de la marge Hikurangi illustrant les profondes variations structurales entre la partie sud (1), centrale (2) et nord(3) (modifié d'après Lewis, 1980). Ces trois parties constitue les trois segments de ruptures de la marge.

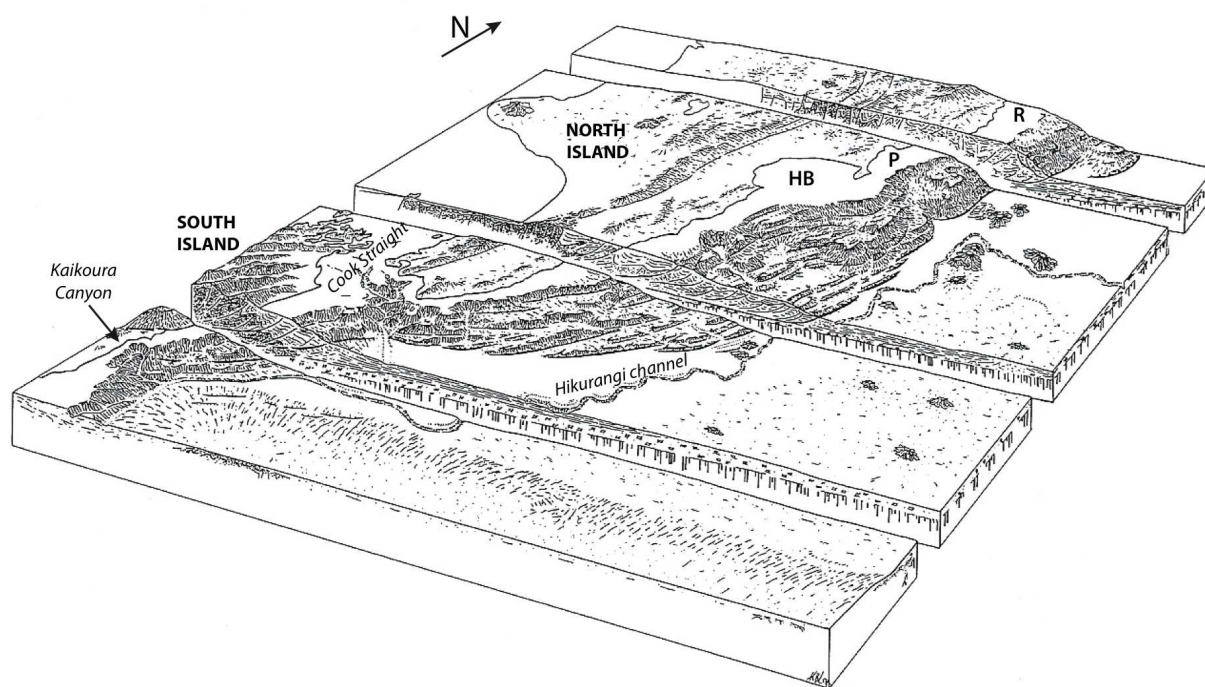


Figure 2.6 : Bloc 3D illustrant le prisme d'accrétion de la marge Hikurangi (Lewis and Pettinga, 1993). Les sections sont basées sur de l'imagerie sismique. Noter le contraste entre l'accrétion frontale bien développée dans le secteur central au niveau de Hawke Bay (HB), et l'indentation du secteur nord sur Poverty (P) et Ruatoria (R).

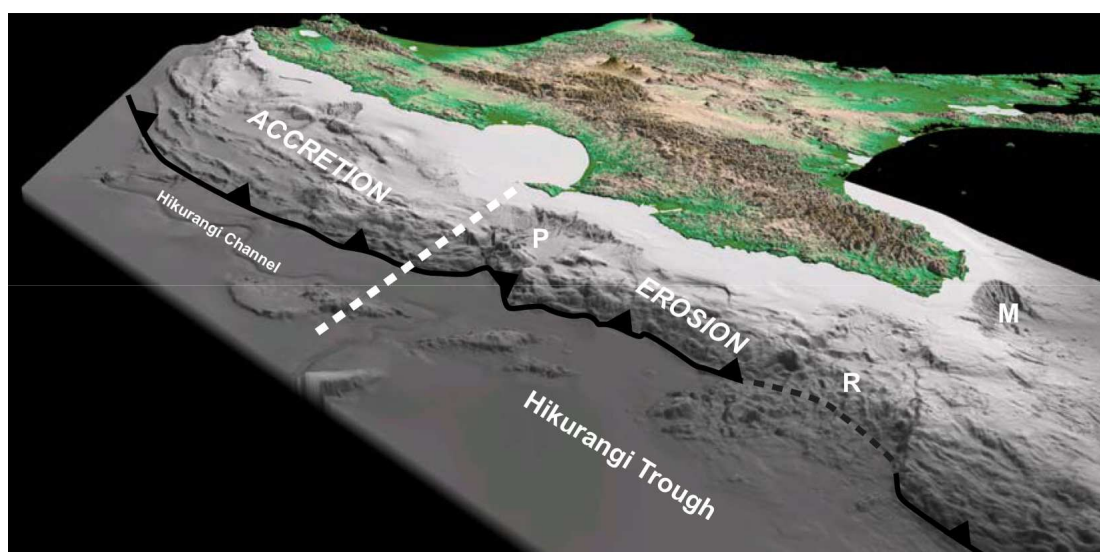


Figure 2.7 : vue en relief de la marge Hikurangi orientée S – N (Mountjoy, 2009). La bathymétrie est basée sur plus de 50 ans d'acquisition par le New Zealand Oceanographic Institute et le National Institute of Water and Atmosphere. La limite structurale marge en accrétion – marge en érosion est visible sur la pente continentale (pointillé blanc ; Collot et al., 1996), ainsi que la limite de plaque (trait noir). Les trois grandes indentations sont reportées : Poverty (P), Ruatoria (R) et Matakaoa (M). Le fossé Hikurangi est à environ 3500 m de profondeur. La gigantesque avalanche de débris associée à l'indentation de Ruatoria est particulièrement visible.

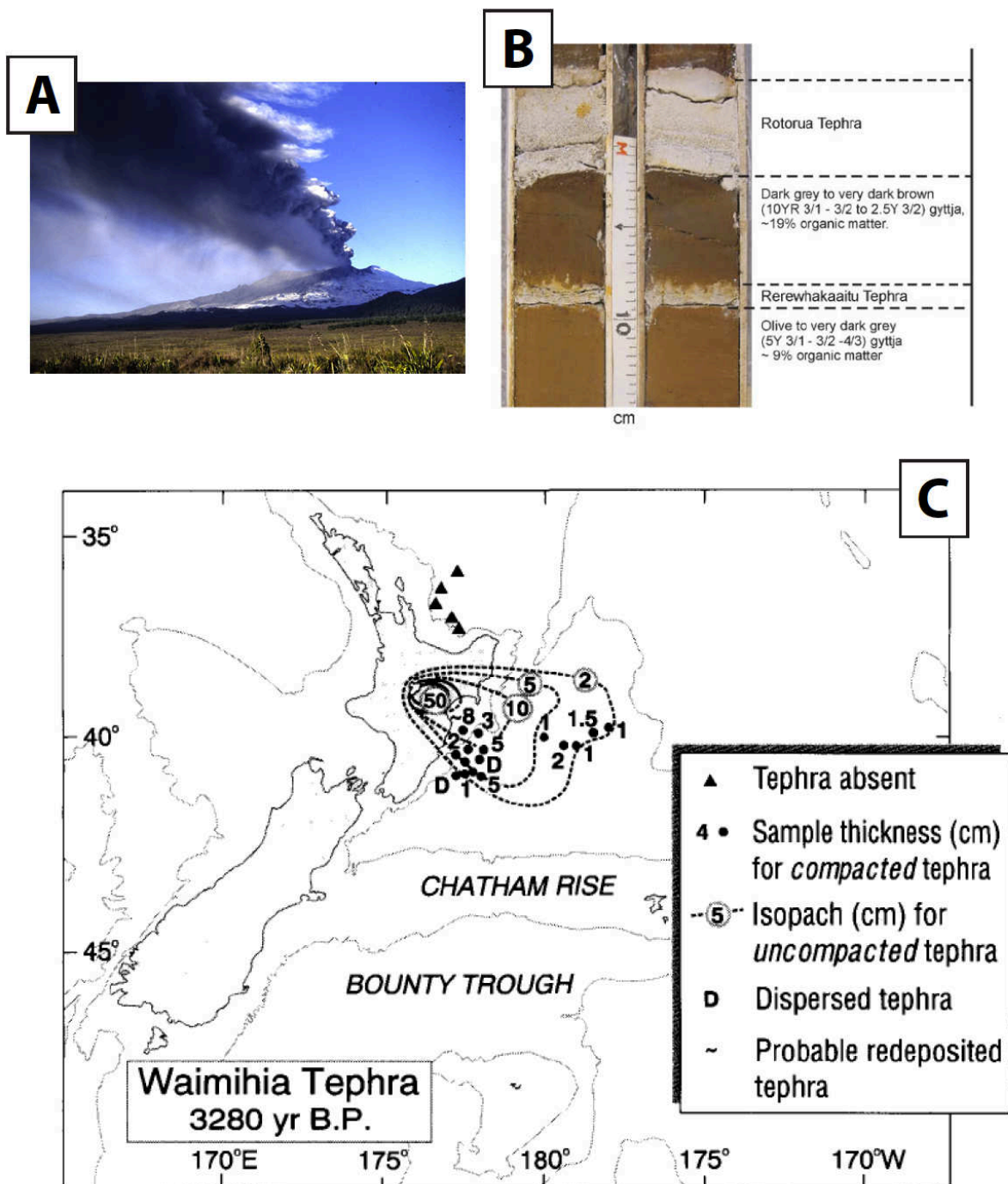


Figure 2.8 : (A) Eruption du Mont Ruapehu, île Nord de Nouvelle-Zélande, le 18 juin 1996 (Lowe, 2011). Les vents dominants lors de l'éruption poussent le panache volcanique dans une direction préférentielle. Cette direction se retrouve lors de l'établissement des cartes isopaques et explique la non conformité des épaisseurs de tephra à travers le temps en un point donné. (B) Exemple de l'enregistrement de tephra dans une carotte de sédiment. La carotte collectée dans le lac Rotorua, localisé au NE de la TVZ (voir Figure 2.4 pour la localisation) contient deux couches de tephra rhyolitiques intercalées dans des sédiments lacustres (Alloway et al., 2007). (C) Exemple de carte isopaques d'un tephra obtenue par corrélation des observations faites à l'affleurement et en carotte marine (Carter et al., 1995).

2.3. CARACTERISTIQUES DE LA MARGE NORD HIKURANGI

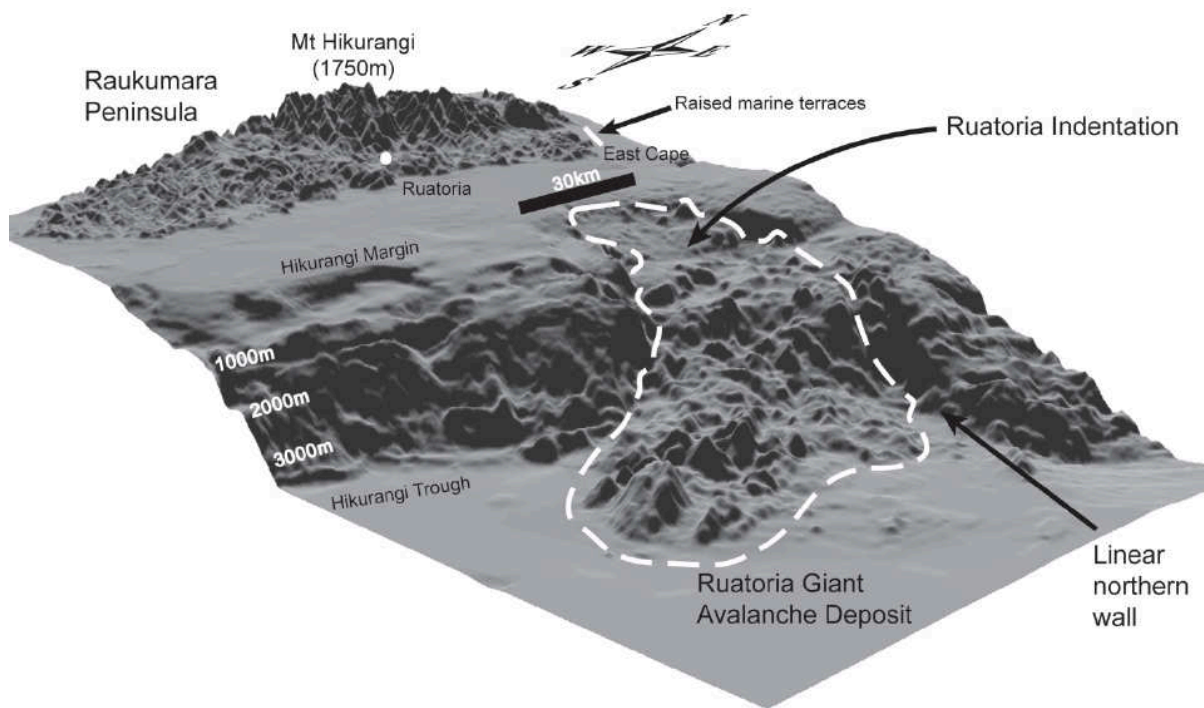
Cette partie détaille la morphologie, la dynamique sédimentaire, l'océanographie et la sismicité, spécifiques à la marge Nord Hikurangi, aussi appelée région d'East Cape (East Cape étant le cap situé à l'extrême Nord-Est de l'île Nord, sur la péninsule de Raukumara).

2.3.1. Morphologie et dynamique sédimentaire

La marge Nord Hikurangi comprend une plateforme continentale à faible pente de 20-30 km de largeur avec une profondeur maximale de 150 à 200 m, une pente continentale à fort gradient et sous alimentée en sédiments, et la fosse de subduction (fossé Hikurangi) à plus de 3500 m de fond (Figure 2.9). La région d'East Cape est marquée par trois grandes cicatrices plurikilométriques (Figure 2.9) : le rentrant de Poverty large de 30 à 50 km (Pedley et al., 2010), le rentrant de Ruatoria large de 30 à 40 km (Collot et al., 2001), et le rentrant de Matakaoa large d'environ 50 km (Lamarche et al., 2008a). en dehors de ces rentrants, les nombreuses observations de sédimentation gravitaire (slumping, débris flows et turbidites) et d'avalanche de débris kilométriques soulignent la forte instabilité de la zone (Addington et al., 2007 ; Lewis et al., 1998 ; Orpin, 2004 ; Orpin et al., 2006 ; Mountjoy et al., 2009).

Jusqu'à 1000 m de sédiments Quaternaires s'accumulent dans les bassins profonds de la marge (Lewis et al., 2004 ; Lewis and Pettinga, 1993 ; Kohn and Glasby, 1978 ; Orpin et al., 2006 ; Paquet et al., 2009 ; Proust and Chanier, 2004). Les taux d'accumulation sont généralement plus importants durant le dernier million d'années et contrôlés par les variations glacio-eustatiques (Carter and Manighetti, 2006 ; Paquet et al., 2009). Sur les derniers 30 ka, les taux les plus forts sont enregistrés pendant le bas niveau marin et la transgression (30-7 ka), alors que la période de haut niveau Holocene (7-0 ka) présente une diminution progressive des flux sédimentaires en réponse à un piégeage accru du domaine de plateforme (Carter and Manighetti, 2006 ; Paquet et al., 2009 ; Gerber et al., 2010). La sédimentation Holocène, sur la pente et dans le fossé Hikurangi, reste tout de même significative et consiste en une succession d'hémipélagite, de dépôts gravitaires et de tephres dont le taux de sédimentation atteint 60 cm/ka sur les bassins de pente de Poverty (Lewis, 1973 ; Orpin, 2004).

Le climat marin actuel de la péninsule de Raukumara facilite l'érosion d'une chaîne axiale en surrection (3 mm/an ; Reyners and McGlinter, 1999) et contribue à un très fort transfert sédimentaire vers l'océan : la région d'East Cape reçoit près de 70 mt/an de matériel délivré par les rivières, dont plus de 70% par les seules rivières Waipaoa et Waiapu (Figure 2.11 ; Figure 2.10 ; Hicks and Shankar, 2003). La récurrence des courants hyperpycniaux, participant activement à la dispersion des sédiments sur la marge, oscille entre 1 et 40 ans pour ces deux rivières (Hicks et al., 2004). La déforestation récente de la Nouvelle-Zélande consécutive à la colonisation humaine de l'île (polynésienne, puis européenne) débutée il y a 500-700 ans a dramatiquement affecté le régime sédimentaire régional en augmentant jusqu'à 660% la charge sédimentaire des rivières (Kettner et al., 2007 ; McGlone et al., 1994 ; McGlone and Wilmschurst, 1999 ; Paquet et al., 2009). Enfin, les éruptions volcaniques récurrentes contribuent également à l'augmentation de l'alimentation sédimentaire de la marge (Figure 2.10).



Vertical Exaggeration = x5

Figure 2.9 : modèle de terrain du rentrant de Ruatoria illustrant la morphologie de la marge (plateforme, pente continentale et fossé Hikurangi), ainsi que l'étendue des rentrants et l'importance de l'érosion (Lewis et al., 2004). L'avalanche de Ruatoria est souligné en tirette blanc.

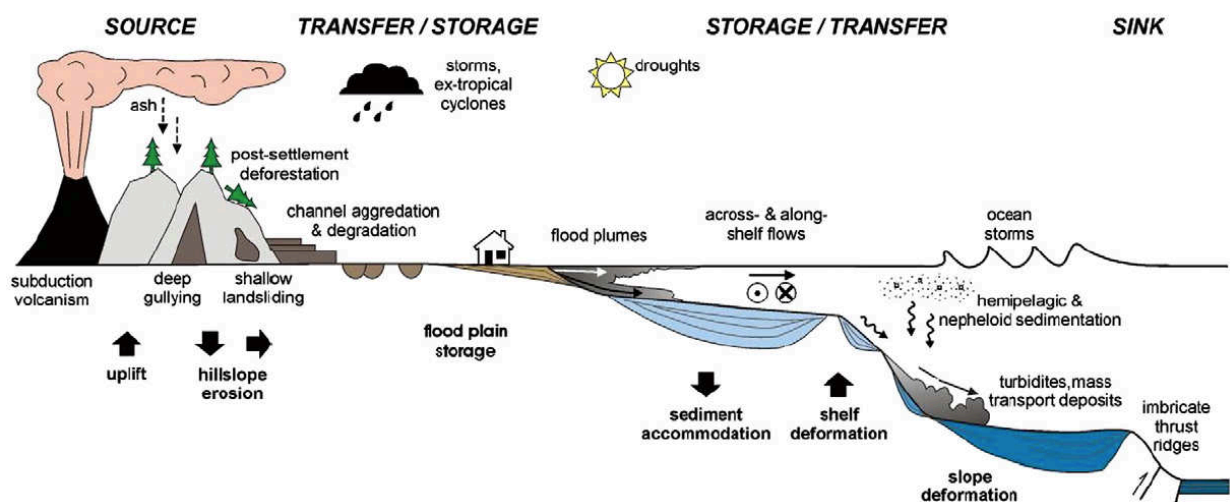


Figure 2.10 : illustration des principaux facteurs et processus qui interagissent sur les systèmes sédimentaires de la marge Nord Hikurangi (Carter et al., 2010).

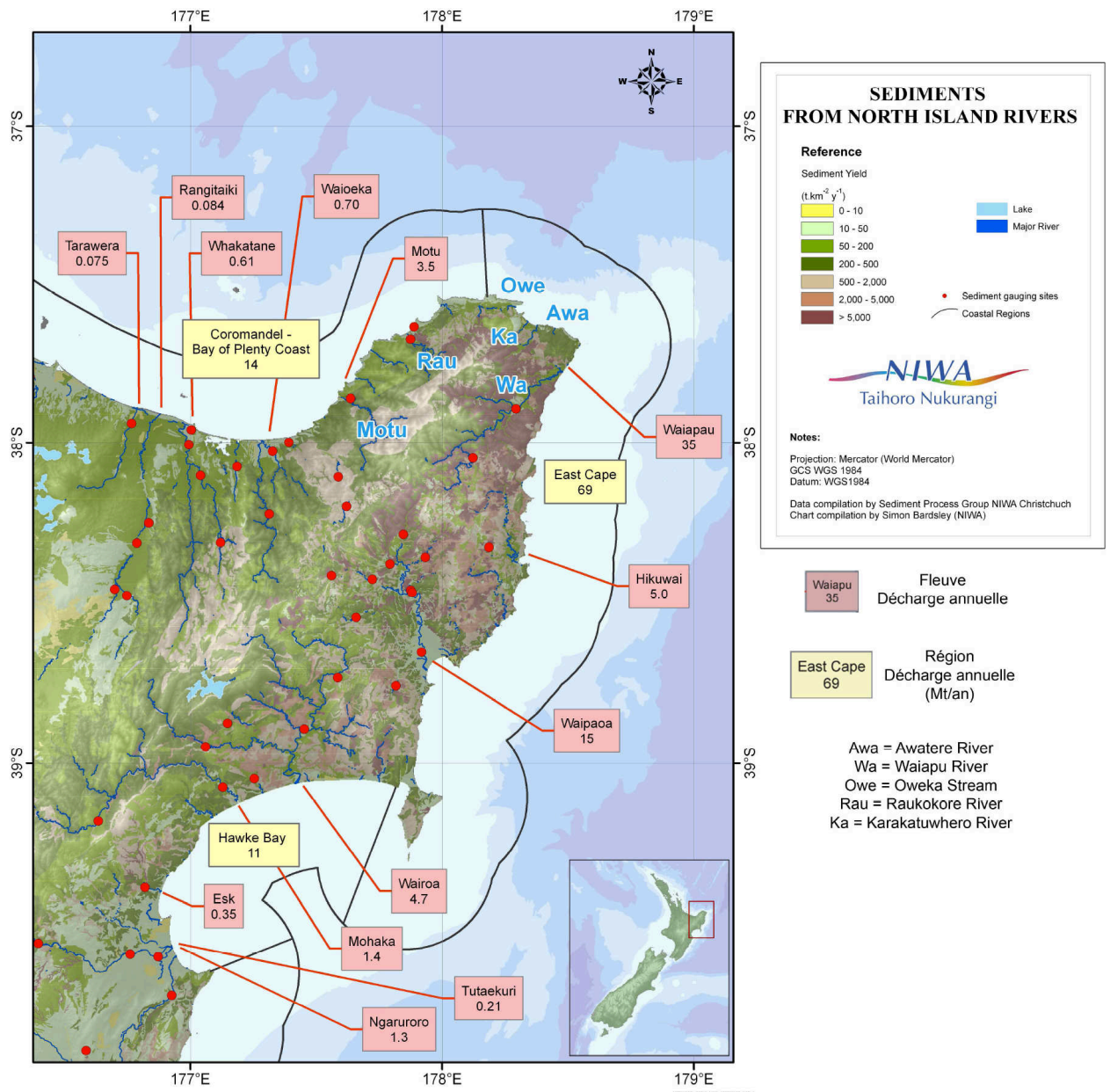


Figure 2.11 : décharge sédimentaire actuelle des rivières de la péninsule de Raukumara (traduit d'après Hicks and Shankar, 2003 par Joanne, 2008).

a. Le rentrant de Poverty

Le rentrant de Poverty s'étend sur près de 1,500 km² (Figure 2.12) et constitue une dépression majeure de la marge Nord Hikurangi. Il résulte d'effondrements successifs de la marge à la suite de la subduction de plusieurs monts sous-marins entre 1,500±500 ka et aujourd'hui (Figure 2.13 ; Pedley et al., 2010). Sa morphologie est complexe et comprend (Figure 2.12 ; Orpin, 2004): la plateforme continentale, un domaine raviné de haut de pente entaillant la plateforme, sur son flanc Sud le canyon de Poverty qui entaille profondément la pente continentale et connecte la plateforme au fossé Hikurangi, sur son flanc Nord le fossé de Paritu et le bassin de Paritu, deux bassins de pente connectés par le canyon de Paritu qui incise la ride structurale de Paritu, et le fossé Hikurangi.

Le fossé de Paritu est rempli par l'avalanche de débris de Poverty, mise en place par des effondrements du domaine raviné de haut de pente (Mountjoy, 2009). Bien que non datée, cette avalanche bien visible sur la bathymétrie, est recouverte d'une fine couche sédimentaire holocène suggérant une mise en place récente (Orpin, 2004 ; Orpin et al., 2006). L'apport sédimentaire est relativement faible durant l'Holocène, la plateforme piégant la plupart du matériel fourni par la rivière Waipaoa (Alexander et al., 2010 ; Gerber et al., 2010). La sédimentation holocène se concentre dans les bassins de pente de Paritu (Orpin, 2004 ; Alexander et al., 2010). Le système de canyon de Poverty est majoritairement inactif durant l'Holocène (Orpin, 2004 ; Walsh et al., 2007).

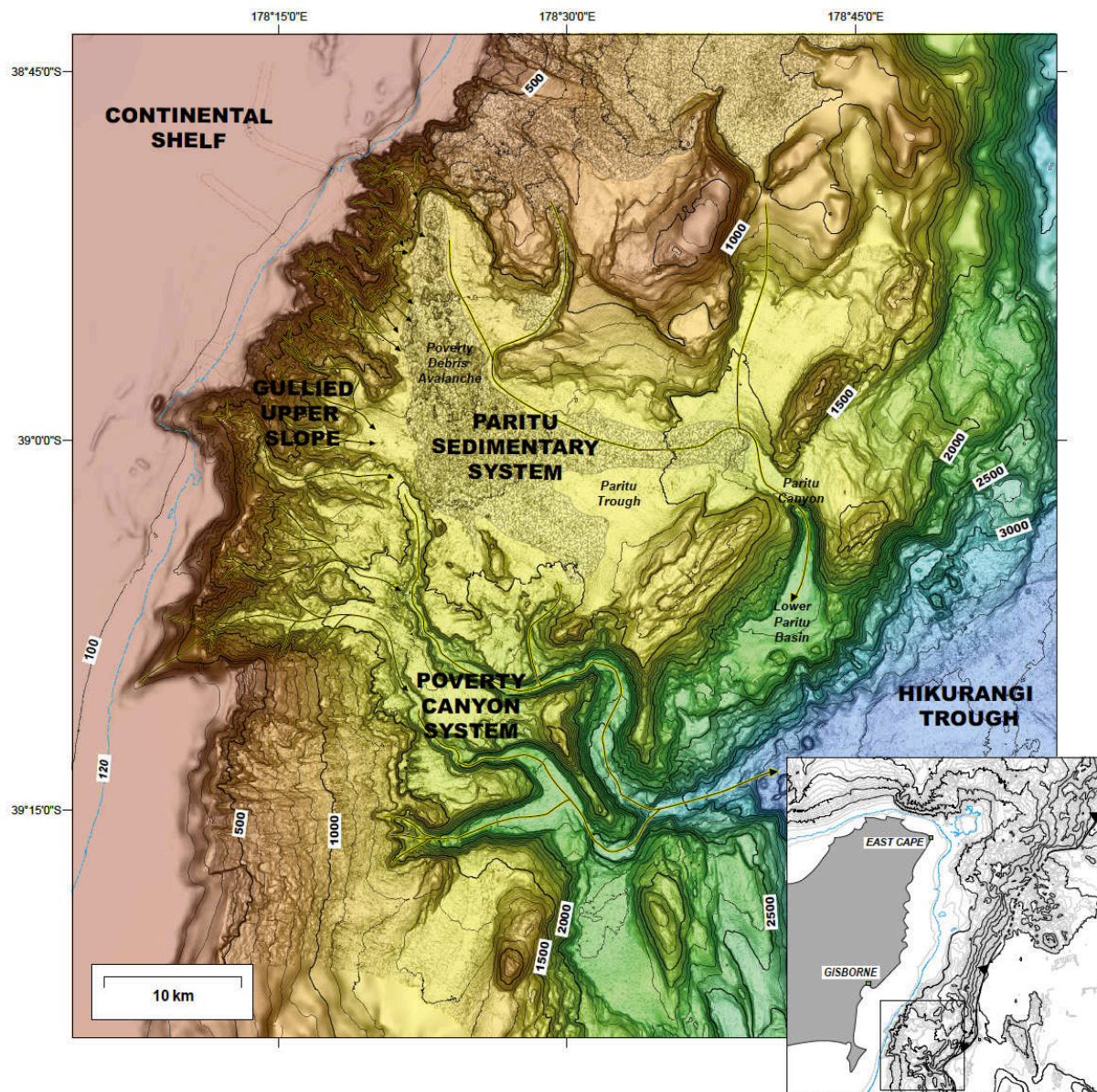


Figure 2.12 : morphologie du rentrant de Poverty montrant les différents domaines morpho-structuraux. Les flèches indiquent les principales lignes d'écoulements interprétées en fonction de la morphologie. L'avalanche de Poverty qui s'étend dans le fossé de Paritu est indiquée en hachuré. Noter le complexe de glissements au Nord du fossé de Paritu, dont une partie alimente le système (décrit par Mountjoy et al., 2009).

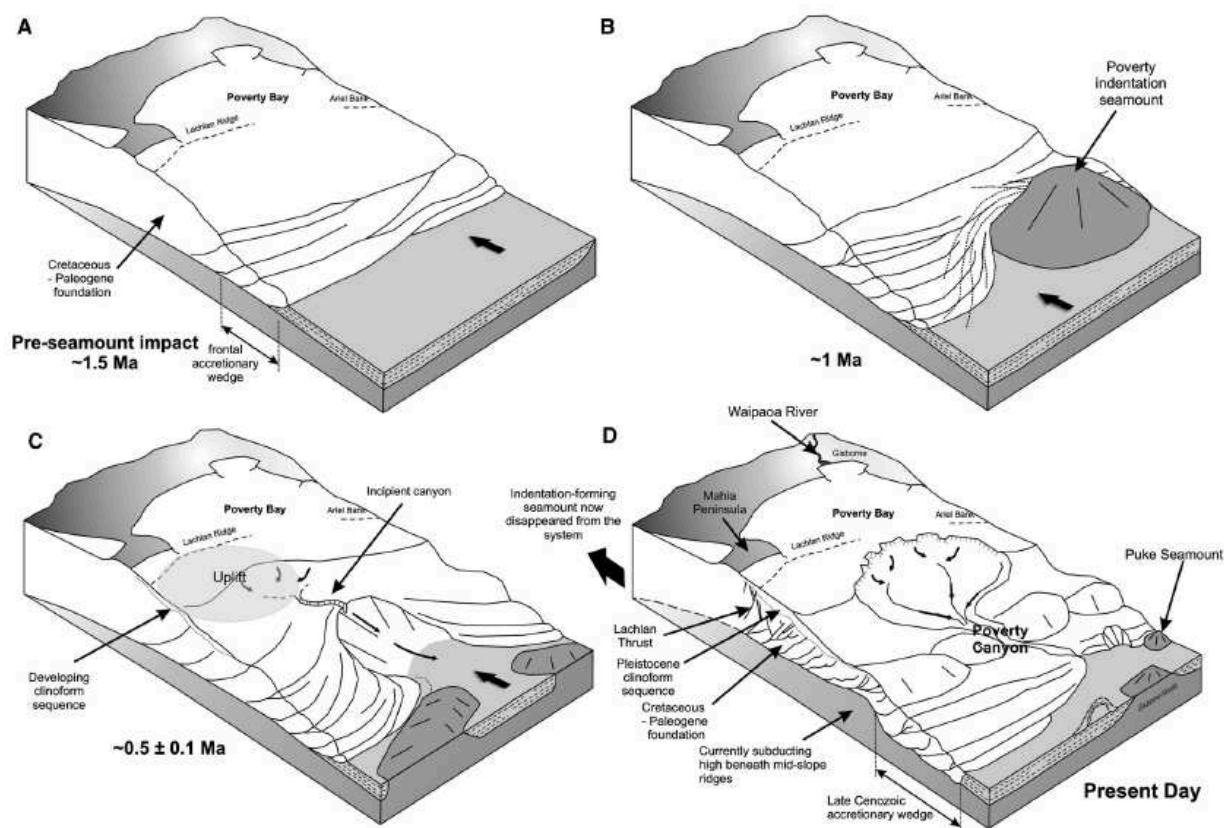


Figure 2.13 : modèle de formation du rentrant de Poverty à la suite de la subduction de monts sous-marins (Pedley et al., 2010). (A) Stade de pré-collision. (B) Impact du premier mont sous-marin à 1-2 Ma. (C) Réajustement du front de déformation, développement du système de canyons de Poverty, formation de ravines et mouvements en masse dans le haut de pente et création de bassins de pente. (D) Morphologie actuelle.

b. Le rentrant de Ruatoria

Le rentrant de Ruatoria s'étend sur plus de 3,300 km² et résulte de l'effondrement massif de la marge il y a 170±40 ka sur le même modèle que sur Poverty, à la suite de la subduction d'un mont sous-marin entré en subduction vers -1.3 Ma (Collot et al., 2001). Le rentrant présente une morphologie chaotique avec plusieurs domaines (Figure 2.14): la plateforme continentale, un domaine raviné de haut de pente, un domaine de milieu à bas de pente rempli par l'avalanche de débris composée de blocs de plusieurs kilomètres cube, et le fossé Hikurangi. Les profils sismiques de la marge montrent que l'effondrement de la marge comprend deux composantes : l'avalanche de débris de Ruatoria visible sur la bathymétrie et d'extension « limitée », et un débris flow qui s'étend largement dans le fossé Hikurangi qui atteint le rentrant de Poverty (Collot et al., 2001 ; Lewis et al., 2004 ; Pedley et al., 2010). Les blocs de l'avalanche forment de petits bassins confinés essentiellement comblés par les dépôts hémipélagiques post-avalanche (Collot et al., 2001).

Comme sur Poverty, le matériel apporté par la rivière Waiapu est majoritairement piégé par la plateforme (Figure 2.15 ; Addington et al., 2007 ; Kniskern et al., 2010 ; Lewis et al., 2004 ; Ma et al., 2008). Une zone de slumping actif, qui reçoit un flux sédimentaire supérieur au reste de la plateforme, est identifiée au niveau de la rupture de pente (Figure 2.14 ; Addington et al., 2007 ; Lewis et al., 2004).

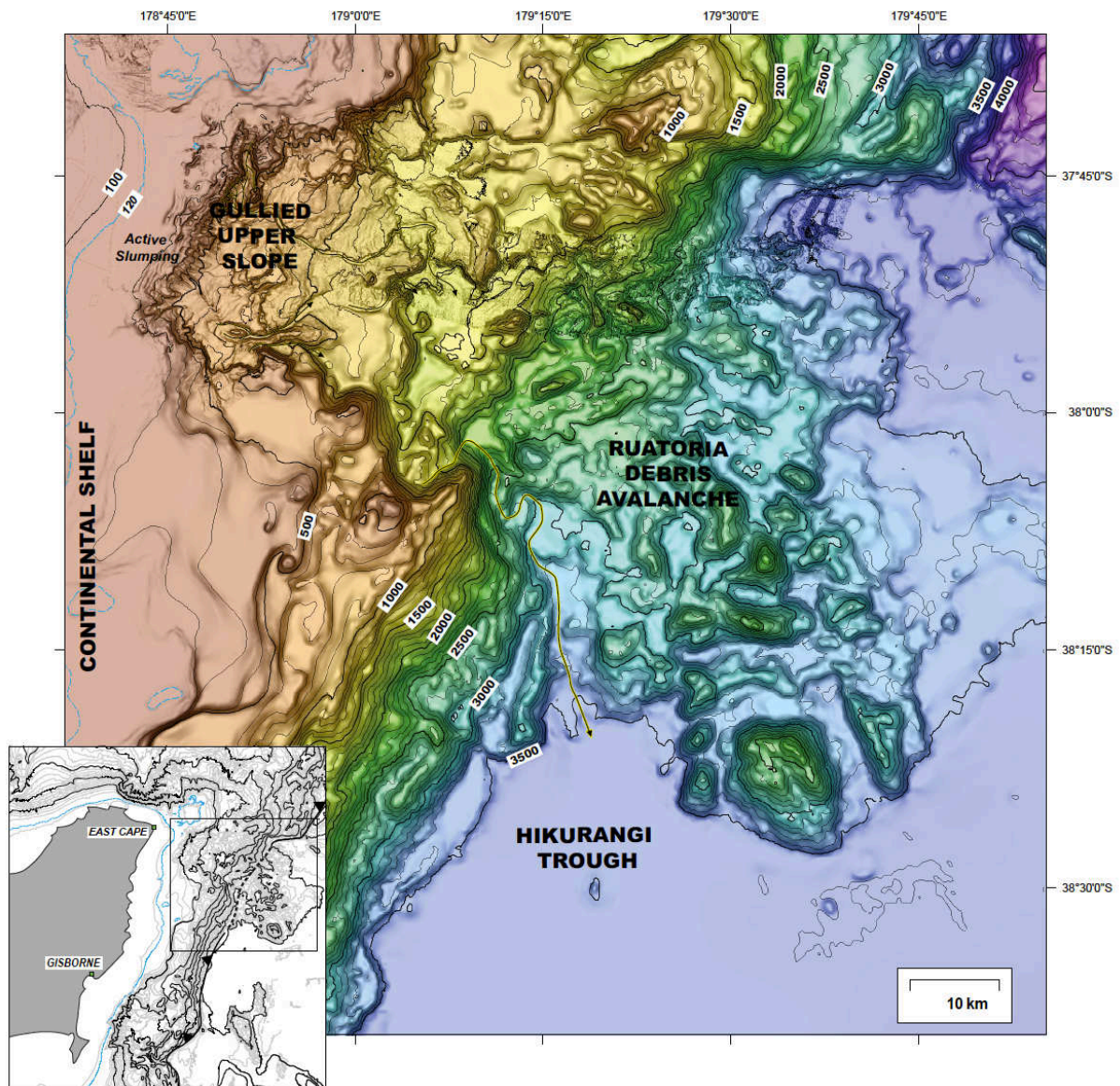
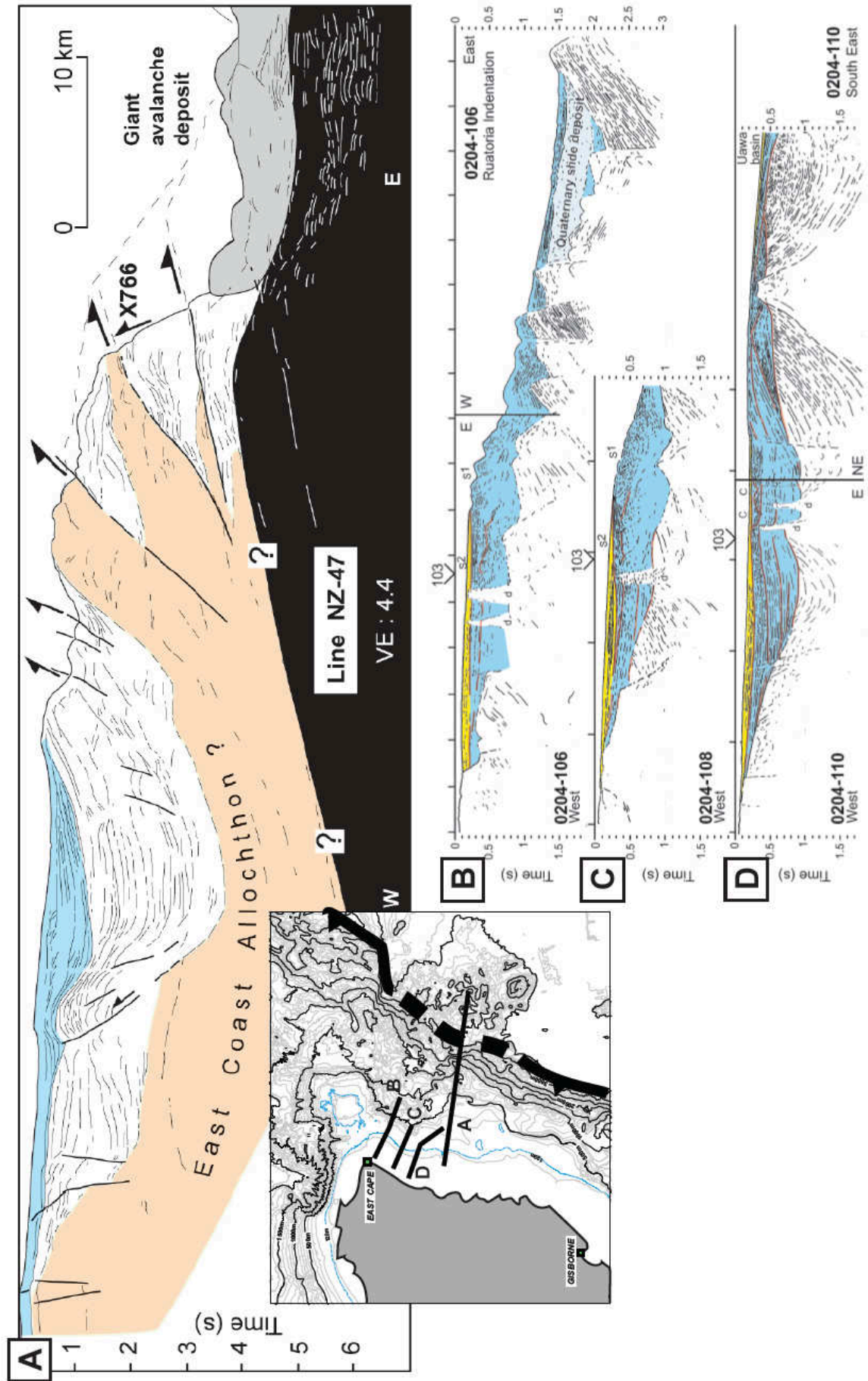


Figure 2.14 : morphologie du rentrant de Ruatoria montrant les différents domaines. Les flèches indiquent les principales lignes d'écoulements interprétées en fonction de la morphologie. Noter la taille des blocs qui composent l'avalanche de débris de Ruatoria.

Figure 2.15 : coupes sismique du rentrant de Ruatoria (modifié d'après Lewis et al., 2004). La localisation des coupes est reporté dans l'encadré. (A) Interprétation sismique montrant la plaque Pacifique en subduction (noir), le socle déformé de la plaque Australienne (orange), la pile sédimentaire bien stratifiée Néogène (blanc), la succession Quaternaire (bleu), et les dépôt de l'avalanche de Ruatoria (gris). (B, C, D) Interpretation sismique des dépôts de la plateforme de Ruatoria illustrant les sédiments Néogènes (blanc), la succession Quaternaire (bleu) et postglaciaire (>20 ka, jaune).



c. Le rentrant de Matakaoa

Le rentrant de Matakaoa s'étend sur près de 1,000 km² et résulte de multiples effondrements de la marge entre 1,300 et 35 ka (Carter, 2001 ; Lamarche et al., 2008a ; Joanne et al., 2010). A l'inverse des rentrants de Poverty et Ruatoria, le rentrant de Matakaoa ne se situe pas directement au dessus de la subduction, mais 100 km à l'intérieur de la plaque supérieure. Une mise en place reliée directement à l'impact d'un mont sous-marin, comme à Poverty et Ruatoria, est donc moins probable (Figure 2.16). Bien que son origine soit discutée, des facteurs d'instabilités comme la charge sédimentaire et la tectonique (surrection) sont évoqués (Joanne, 2008). Lamarche et al. (2008a) identifient trois effondrements successifs qui ont modelé le rentrant en deux domaines distincts (Figure 2.16): une moitié Ouest caractérisée par une pente continentale extrêmement ravinée, et le corridor de Raukumara qui canalise les écoulements vers la plaine de Raukumara ; et une moitié Est stabilisée dès 600±150 ka comprenant le système turbiditique de Matakaoa qui montre un canyon incisant la plateforme, un complexe chenai-levées et un lobe distal dans la plaine de Raukumara.

Le rentrant de Matakaoa est principalement alimenté par la rivière Waiapu qui d'après Joanne et al. (2010) se connecte au canyon de Matakaoa pendant les périodes de bas niveau marin. Le complexe chenai-levées du système turbiditique de Matakaoa épais d'environ 250 m implique un taux de sédimentation moyen de 45±10 cm/kyr sur les derniers 600 ka, taux qui culmine à 110±30 cm/ka dans le corridor de Raukumara au niveau du lobe turbiditique (Joanne et al., 2010).

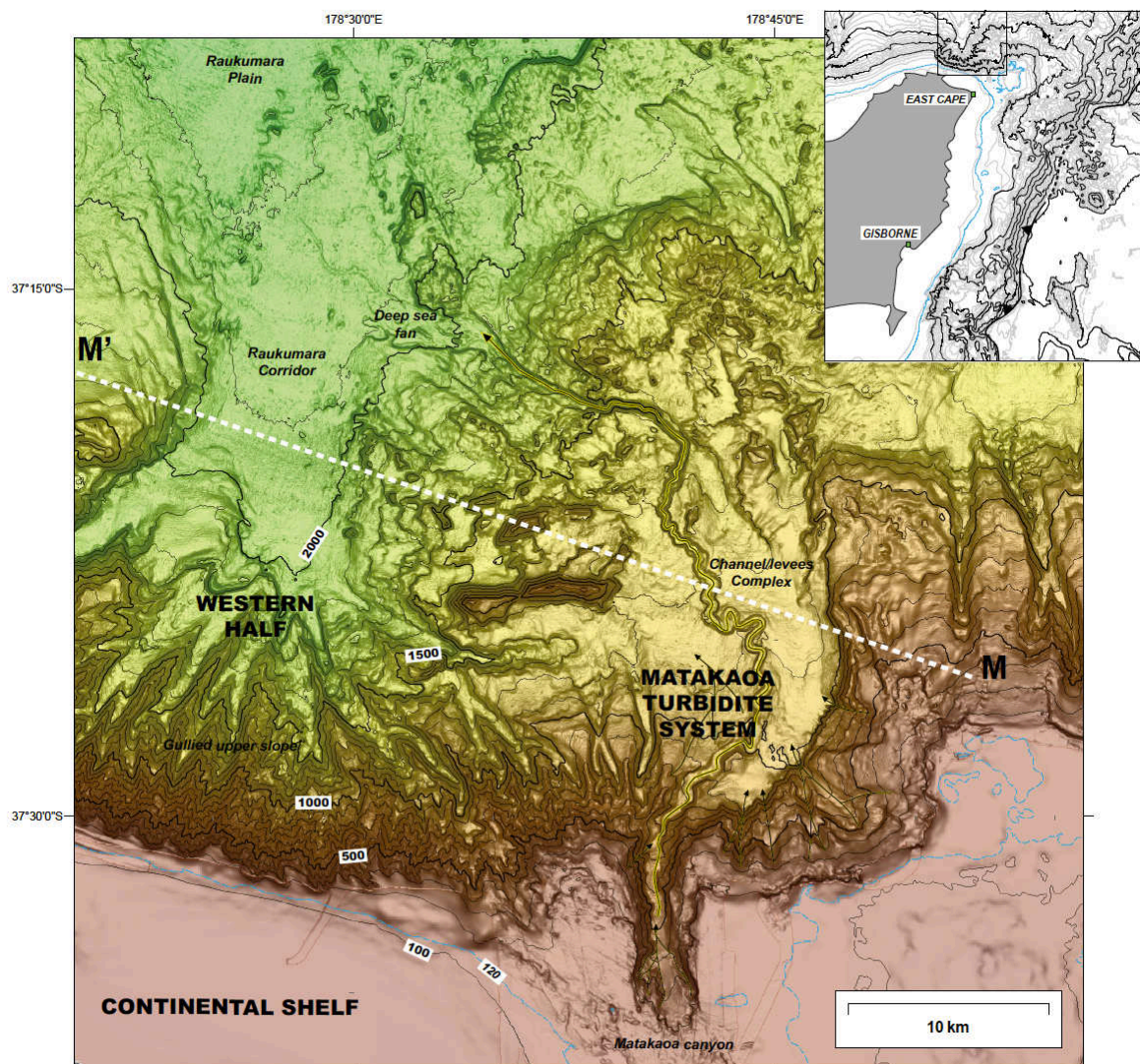
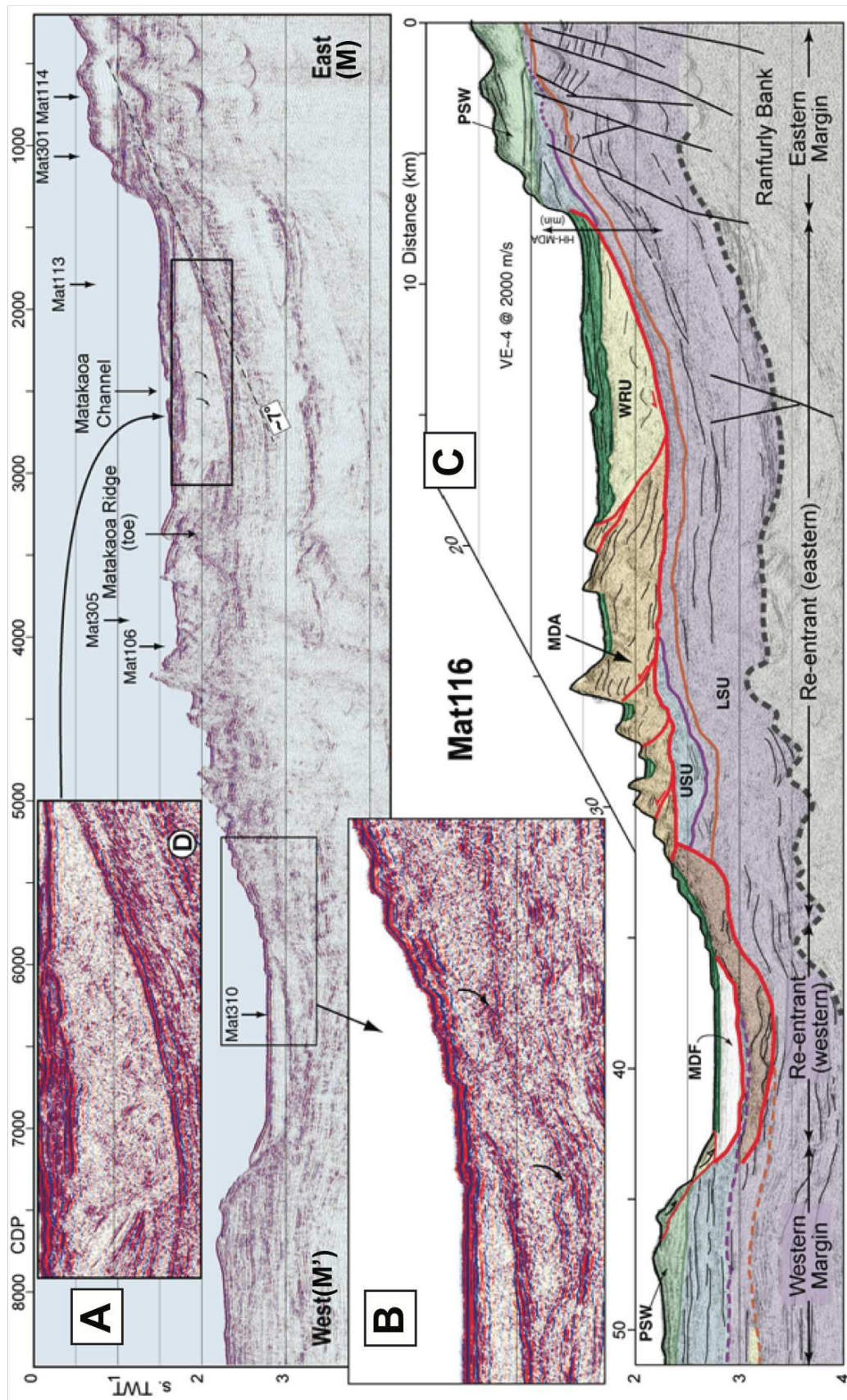


Figure 2.16 : morphologie du rentrant de Matakaoa montrant les différents domaines. Les flèches indiquent les principales lignes d'écoulements interprétées en fonction de la morphologie uniquement pour le système turbiditique de Matakaoa. La ligne MM' indique le tracé de la section présentée en Figure 2.17.

Figure 2.17 : section sismique illustrant la structure interne et les différents composants du rentrant de Matakaoa (Lamarche et al., 2008a). (A) Profil non interprété et (B) agrandissement au niveau du corridor de Raukumara, dans lesquelles se distingue les dépôts d'effondrement de la marge (couches transparentes). (C) Profil interprété distinguant le socle (gris), les successions sédimentaires pré-effondrements (bleu et violet ; LSU et USU), les différents dépôts d'effondrements (orange foncé et clair, jaune et blanc ; MDF, MDA, WRU) et leur plan de décollement (trait rouge épais), et les sédiments post-effondrements (vert foncé, vert clair ; PSW). Noter la présence du complexe chenai-levees du système turbiditique de Matakaoa (vert foncé) qui remplit la partie Est du rentrant.



2.3.2. Océanographie

Le rôle des courants marins est important dans la distribution sédimentaire le long de la marge (Figure 2.18). La houle, les vents dominants, le courant côtier Wairarapa (WCC) qui s'écoule vers le Nord et les courants éphémères affectent la dispersion sédimentaire sur la plateforme continentale (Foster and Carter, 1997 ; Chiswell, 2000). Au delà de la plateforme, dans le prolongement du courant d'Auckland Est (EAC), le courant d'East Cape (ECC) s'écoulant vers le Sud est le courant dominant qui affecte la région durant l'Holocène (Stanton, 1998 ; Stanton et al., 1997 ; Carter et al., 2002). Pendant le dernier maximum glaciaire (LGM), la force du ECC diminue alors que celle du WCC transitant vers le Nord le long du trait de côte augmente (Carter and Manighetti, 2006).

La circulation profonde dans le fossé Hikurangi est influencée par le courant de fond Pacifique (DWBC). Le flux principal de ce dernier est bloqué par le plateau Hikurangi, mais une branche moins profonde se détache et évolue vers l'Ouest avant de bifurquer vers le Nord au contact de la pente continentale, au niveau de Poverty (McCave and Carter, 1997). Cette branche du DWBC rejoint le flux principal au niveau de la fosse de Kermadec.

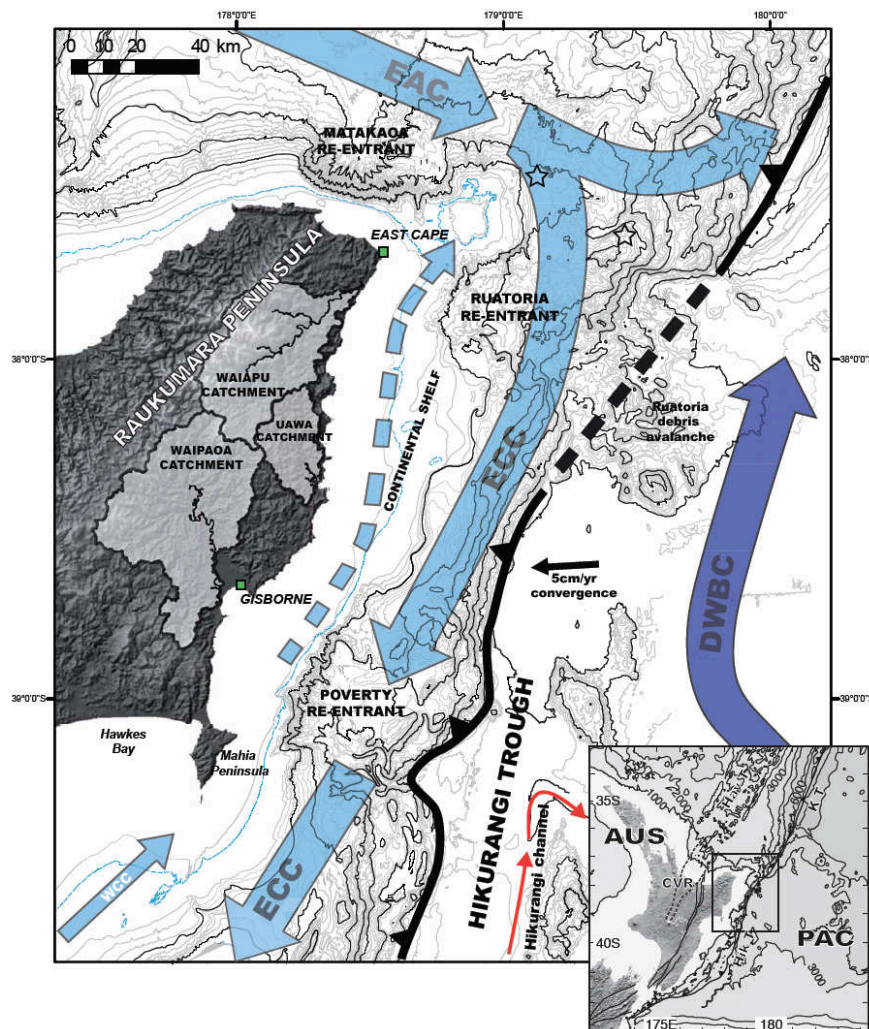


Figure 2.18 : carte morphologique de la marge Nord Hikurangi avec les principaux courants océaniques actuels. Le courant côtier de Wairarapa (WCC), le courant de Auckland Est (EAC), le courant de East Cape (ECC) et le courant de fond du Pacifique (DWBC) sont représentés d'après Chiswell (2000), McCave and Carter (197), Stanton (1998), et Stanton et al. (1997). Les isobathes sont tous les 100 m. L'isobathe bleue est à -120 m et correspond approximativement au trait de côte durant le LGM.

2.3.3. Sismicité

De par sa localisation sur une zone de subduction, la marge Nord Hikurangi possède une très forte sismicité et malgré un enregistrement historique de moins de 150 ans, une grande quantité de séismes sont répertoriés. Le séisme de Napier par exemple qui a affecté Hawke Bay en 1931 (M_w 7.8 ; Figure 1.25) fut parmi les plus destructeurs du pays, et reste à ce jour le plus violent jamais mesuré sur la zone (Downes, 1995).

Les séismes de la marge Nord Hikurangi sont répartis en deux catégories (Figure 2.19): les peu profonds (< 40 km) qui se déclenchent sur l'interface ou la plaque inférieure, mais préférentiellement sur la plaque supérieure; et les séismes profonds (> 40 km) qui sont déclenchés dans la plaque inférieure (Figure 1.29). La cartographie de ces derniers permet d'estimer le plongement de la plaque Pacifique (Figure 2.19 A). Sur la période d'enregistrement instrumentale (1940–2011), près de 3,500 séismes d'une magnitude supérieure à 4 ont été enregistrés sur la marge, mais seulement 6 dépassent une magnitude de 6.5 (Figure 2.19 B), incluant le séisme de Napier (Geonet database, 2011).

L'enregistrement historique de la sismicité limité aux derniers 170 ans ne comprend aucun séisme interplaque supérieur à M_w 7.2 malgré une convergence élevée de 5 cm/yr (Beavan et al., 2002). Les relations empiriques basés sur les caractéristiques de la zone interplaque (longueur et largeur du plan de faille, taux de convergence, déplacement lors d'une rupture sismique) annoncent des temps de retour théoriques de l'ordre de 1300 à 2000 ans pour des magnitudes pouvant atteindre M_w 8.4 (Stirling et al., 2011). Ces données représentent les valeurs maximales de récurrence et magnitude liés à la zone interplaque.

Les études paléosismiques côtières (surrection de terrasses marines et subsidence de marais côtiers) proposent l'occurrence de puissants séismes de $M_w > 7.5$, potentiellement déclenchés sur l'interplaque (Berryman, 1993 ; Berryman et al., 1989 ; Cochran et al., 2006 ; Wilson et al., 2006 ; 2007). Toutefois, la confirmation d'une origine interplaque de ces enregistrements reste problématique (e.g. Cochran et al., 2006 ; Litchfield et al., 2010).

Malgré les rares évidences de paléoséismes disponible, les programmes de recherches successifs d'exploration et de cartographie de la marge Hikurangi ont permis d'identifier un certain nombre de failles actives sur la plaque supérieure, constituant les principales sources sismiques locales (Figure 2.20 ; synthèse par Stirling et al., 2011). La couverture est excellente sur la région de Poverty et la majorité des failles actives sont connues. A l'inverse, la région de East Cape à l'extrême Nord de la marge possède une couverture moins importante et certaines failles sont potentiellement non répertoriées.

Les paramètres clés de ces failles actives (longueur, pendage, profondeur, taux de glissement), déterminés par analyses détaillées de profils sismiques, permettent de déterminer les valeurs maximales de magnitude M_w et de temps de retour de chacune d'elle à partir d'équations empiriques (Figure 2.20). Bien que ces données rendent possible les premières estimations du risque sismique, elles restent basées sur des calculs probabilistes (Stirling et al., 1998 ; 2011) qui nécessitent une vérification sur le terrain, notamment par l'identification et la datation des paléoséismes.

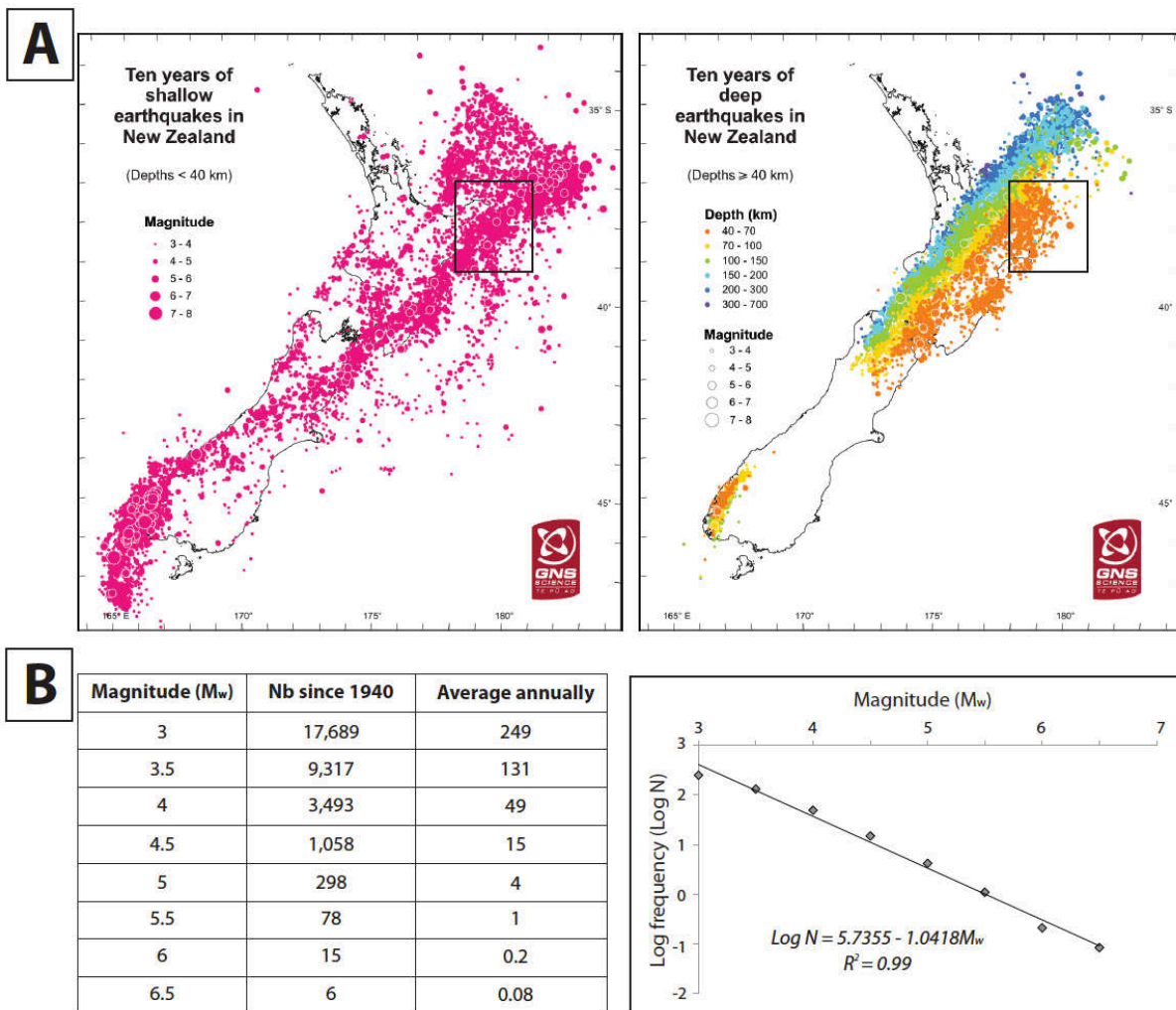


Figure 2.19 : (A) Carte de répartition des séismes enregistrés sur une période de 10 ans sur l'ensemble de la Nouvelle-Zélande, répartis en deux catégories : les séismes peu profonds < 40 km et les séismes profonds > 40 km (source GNS). (B) Statistique des séismes enregistrés sur la marge Nord Hikurangi (cadre noir en A) pendant la période instrumentale (1940-2011). Le graphique magnitude vs log frequency montre la distribution des séismes historiques de la marge Nord Hikurangi selon la loi de Gutenberg-Richter.

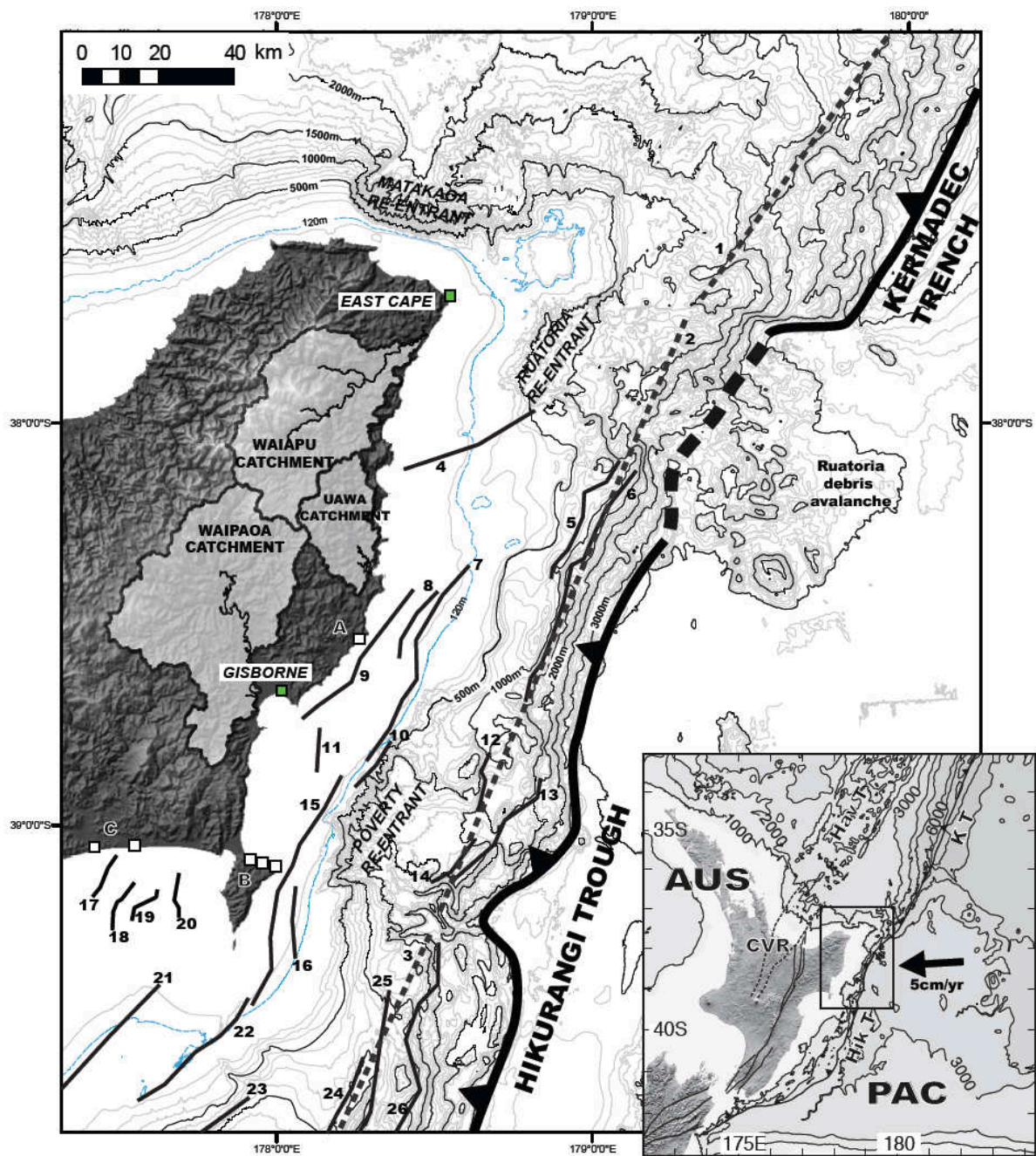


Figure 2.20 : distribution des failles actives sur la marge Nord Hikurangi (localisées d'après la synthèse de Stirling et al., 1998 ; 2011).

n°	Fault	Length (km)	Dip (°)	Dip dir. (°)	Depth (km)	Top (km)	SR (mm/yr)	M _{max}	SED (m)	RI (yrs)
1	South Kermadec	300	6.7	210	12	5	na	8.5	5	na
2	Hik. Raukumara	200	8.5	300	15 - 20	5	10.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1300 - 1670
3	Hik. Hawke Bay	200	8.5	300	15 - 20	5	8.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1590 - 2050
4	Houtunui	40	40	335	14	0	1	7.2	2.8	2790
5	Ruatoria South 2	40	40	310	6	0	1.5	7	2.8	1860
6	Ruatoria South 1	72	40	310	5	0	1.5	7.3	5	3340
7	<i>Ariel Bank</i>	63	40	300	12	0	6.07	7.4	4.4	720
8	Ariel North	22	40	300	13	0	0.93	6.8	1.5	1640
9	<i>Gable End</i>	48	60	320	15	0	3.81	7.2	2.9	760
10	<i>Ariel East</i>	16	40	300	11	0	1.56	6.6	1.1	720
11	Poverty Bay	12	40	280	14	0	2.33	6.5	0.8	360
12	Tuaheni Ridge	17	40	300	6	0	1	6.5	1.2	1180
13	<i>Paritu Ridge</i>	39	40	315	5	0	2	6.9	2.7	1360
14	Paritu West	17	40	300	6	0	1	6.5	1.2	1180
15	<i>Lachlan 3</i>	69	40	290	12	0	4.5	7.5	4.8	1070
16	Waihi South	24	60	110	12	0	2	6.6	1	510
17	Hawke Bay 4	13	40	300	17	0	0.3	6.6	0.9	3020
18	Hawke Bay 5 & 11	15	40	300	17	0	0.3	6.7	1	3480
19	Hawke Bay 6 & 12	12	40	320	17	0	0.1	6.6	0.8	8360
20	Hawke Bay 7	12	40	270	15	0	0.1	6.5	0.8	8360
21	Kidnappers Ridge	56	40	320	15	0	1.5	7.4	3.9	2600
22	Lachlan 1 & 2	42	40	320	12	0	2.5	7.2	2.9	1170
23	Motuokura North	39	40	320	11	0	1	7.1	2.7	2720
24	Ritchie West 2	36	40	320	9	0	1.5	7	2.5	1670
25	Ritchie West 1	90	40	320	8	0	1	7.5	6.3	6270
26	Ritchie Ridge	57	40	280	5	0	1.5	7.1	4	2650

Figure 2.20 (suite): caractéristiques des failles actives sur la marge Nord Hikurangi (d'après Stirling et al., 1998 ; 2011).

Chapitre 3 : MATERIEL ET METHODES

Localisation des carottes – analyses – méthodologie générale

Ce chapitre présente les données et méthodes utilisées dans ce mémoire.

Les données comprennent un assemblage de carottes sédimentaires collectées stratégiquement sur la pente continentale, ainsi que l'imagerie bathymétrique des bassins échantillonnés et de la totalité de la marge à différentes résolutions.

La série d'analyses sédimentologiques, pétrophysiques et géochimiques entreprises sur les carottes est décrite précisément, de même que les différentes méthodes de datation des sédiments.

3.1. MATERIEL

3.1.1. Bathymétrie

La cartographie de la topographie sous-marine est réalisée lors des campagnes océanographiques à l'aide de sondeurs multifaisceaux mesurant simultanément à l'avancée du navire la profondeur du fond océanique. Le sondeur envoie un signal acoustique planaire perpendiculaire à la direction du navire qui prend la forme d'un éventail d'une largeur proportionnelle à la profondeur du fond océanique (Figure 3.1). Un récepteur traduit le temps de retour du signal en profondeur d'eau. Chaque ligne de profondeur ainsi obtenue est ensuite géoréférencée grâce au positionnement GPS du navire.

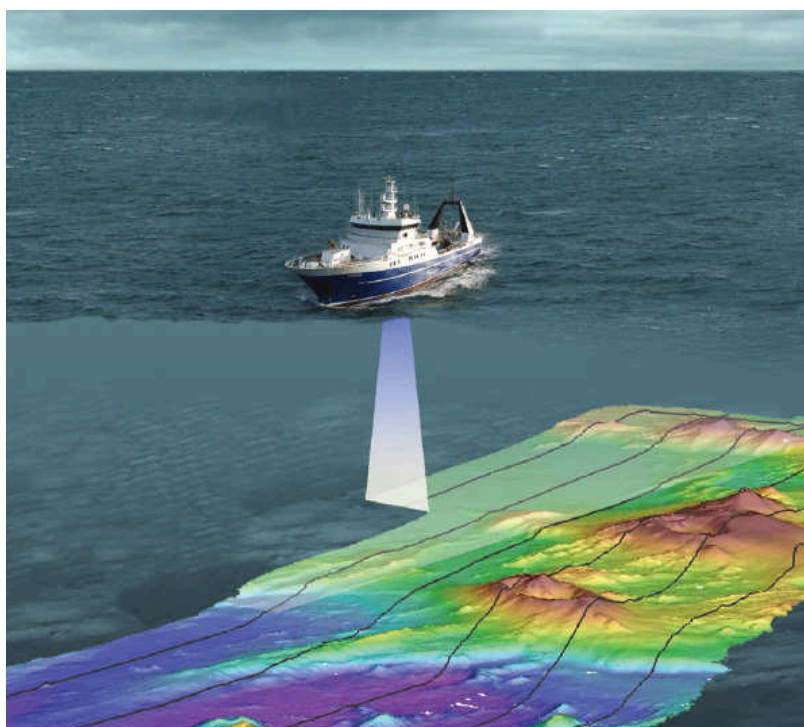


Figure 3.1 : illustration du principe d'acquisition de données bathymétriques par le R/V Tangaroa (NIWA)

La bathymétrie exploitée dans cette étude combine les données de plusieurs campagnes océanographiques, dont la campagne Geodynz du R/V Atalante (Collot et al., 1996) qui utilisait un échosondeur 12KHz EM12 et de nombreuses campagnes du R/V Tangaroa qui utilise un échosondeur Kongsberg EM300 (Figure 3.2).

D'une manière générale, les campagnes régionales dont la campagne Geodynz fournissent une bathymétrie de moyenne-basse résolution de l'ensemble de la marge Nord Hikurangi (Figure 3.2), alors que les campagnes du R/V Tangaroa produisent une bathymétrie haute résolution (détail de 0.2% de la profondeur d'eau) des rentrants, en particulier à Poverty et Matakaoa (Figure 3.3).

La morphologie de la marge est fournie par un modèle numérique de terrain (MNT) produit à partir de la base de données bathymétriques stockée au National Institute of Water and Atmosphere – NIWA (CANZ, 2008).

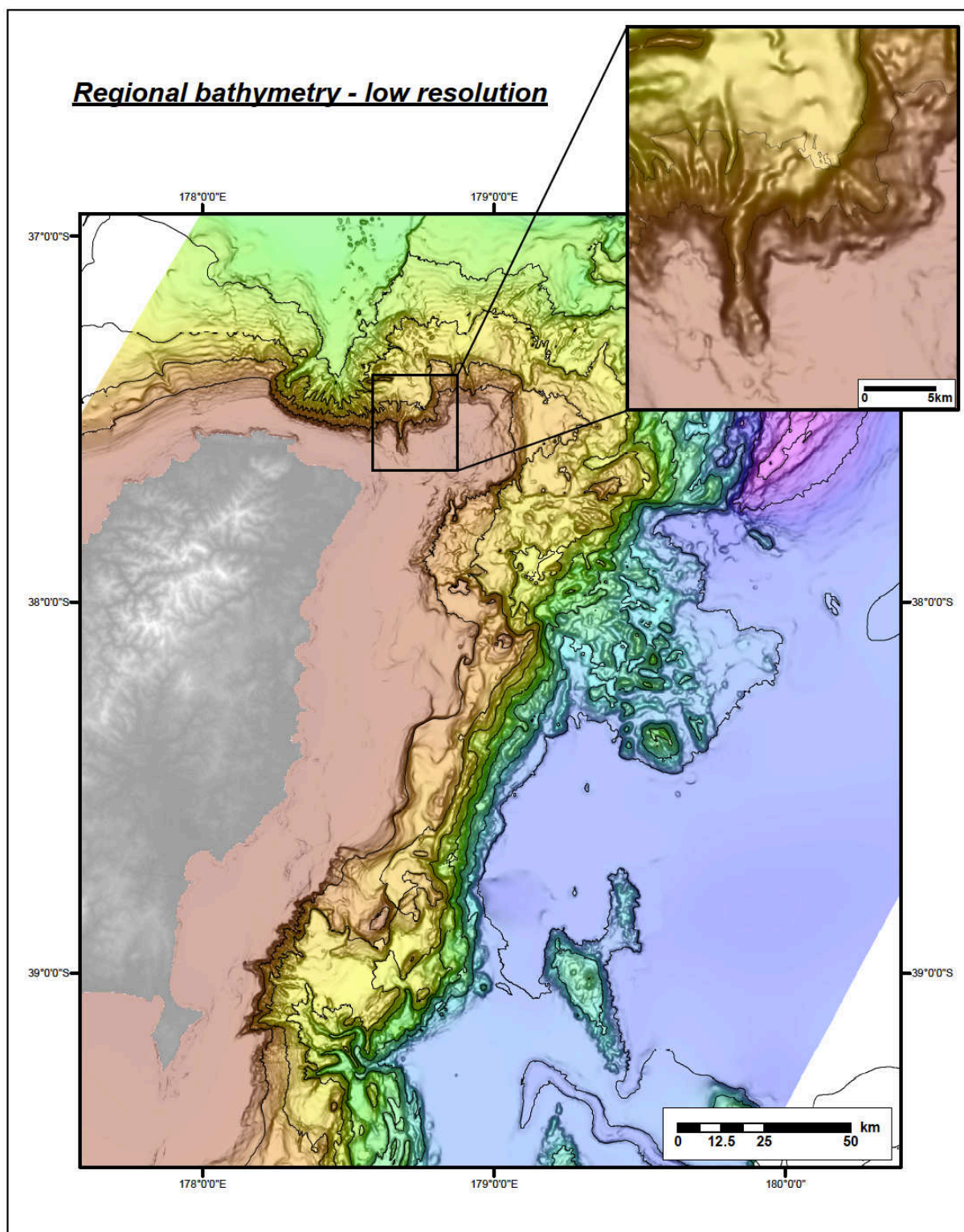


Figure 3.2 : carte bathymétrique régionale basse résolution de la marge Nord Hikurangi.

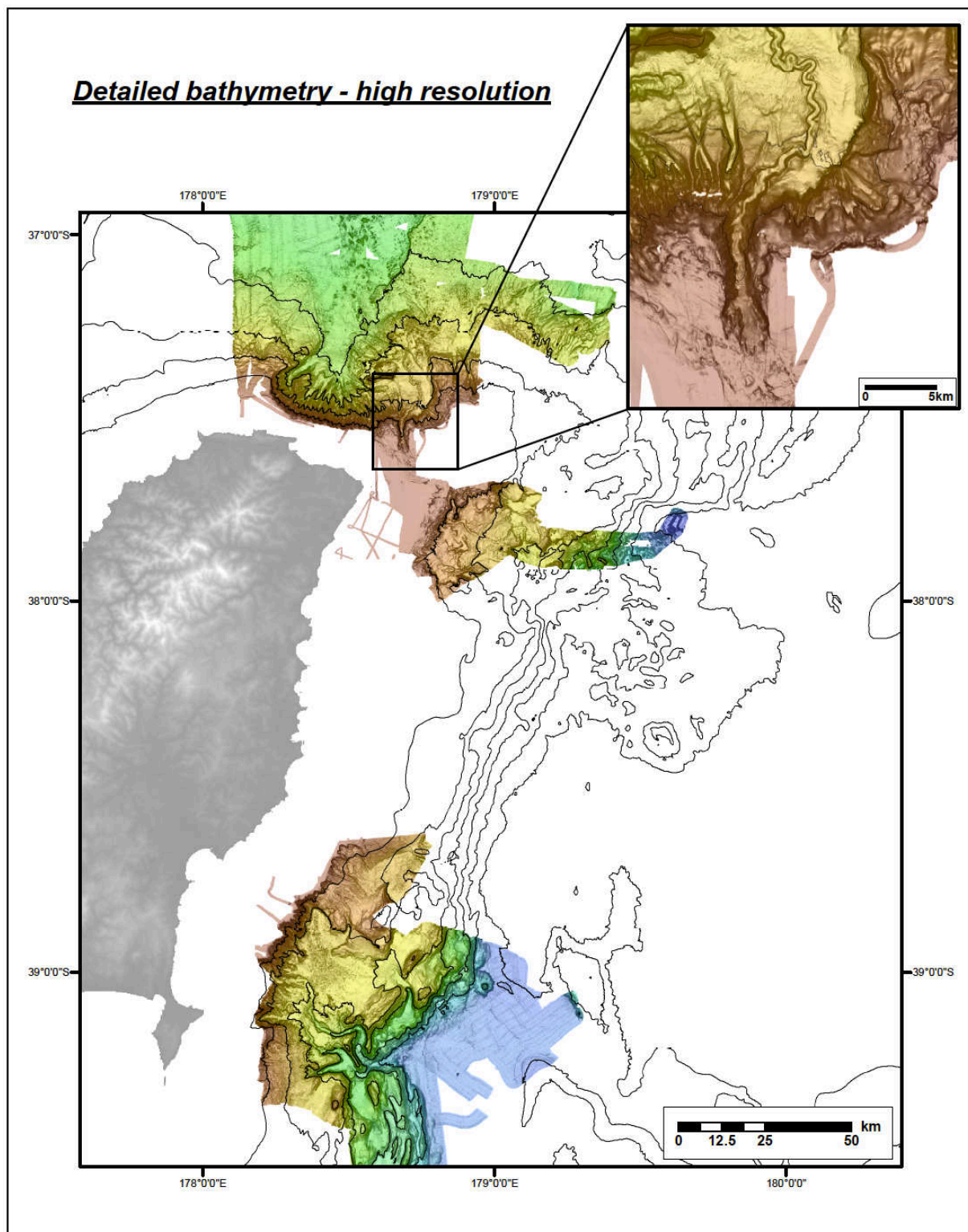


Figure 3.3 : carte bathymétrique locale haute résolution des rentrants de la marge Nord Hikurangi.

3.1.2. Carottes sédimentaires

Les carottes de sédiments constituent un échantillon représentatif de la pile sédimentaire présente sous le fond océanique. La description, l'analyse et la datation des carottes permettent d'appréhender entre autres, la nature des sédiments, leur organisation dans le temps et dans l'espace, et les principales dynamiques sédimentaires.

Cette étude est principalement basée sur l'analyse détaillée de 17 carottes de sédiments de d'une longueur oscillant entre 0.35 à 25.4 m, prélevées dans les rentrants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa par des carottiers à piston qui permettent de limiter les déformations (élongation ou raccourcissement artificiel) et de minimiser la perte des premiers mètres de sédiments (Figure 3.4).

Les carottes étudiées dans cette étude sont de deux types : MD et Tan (Figure 3.5). Les carottes MD ont été collectées à bord du R/V Marion Dufresne lors de la campagne MD152 – MATACORE en 2006 par le carottier Calypso qui fait 60 m de long. Les carottes Tan ont été collectées à bord du R/V Tangaroa lors de deux campagnes (Tan0314 en 2003, Tan0810 en 2008) par un carottier de type Kullenberg d'environ 5 m de long.

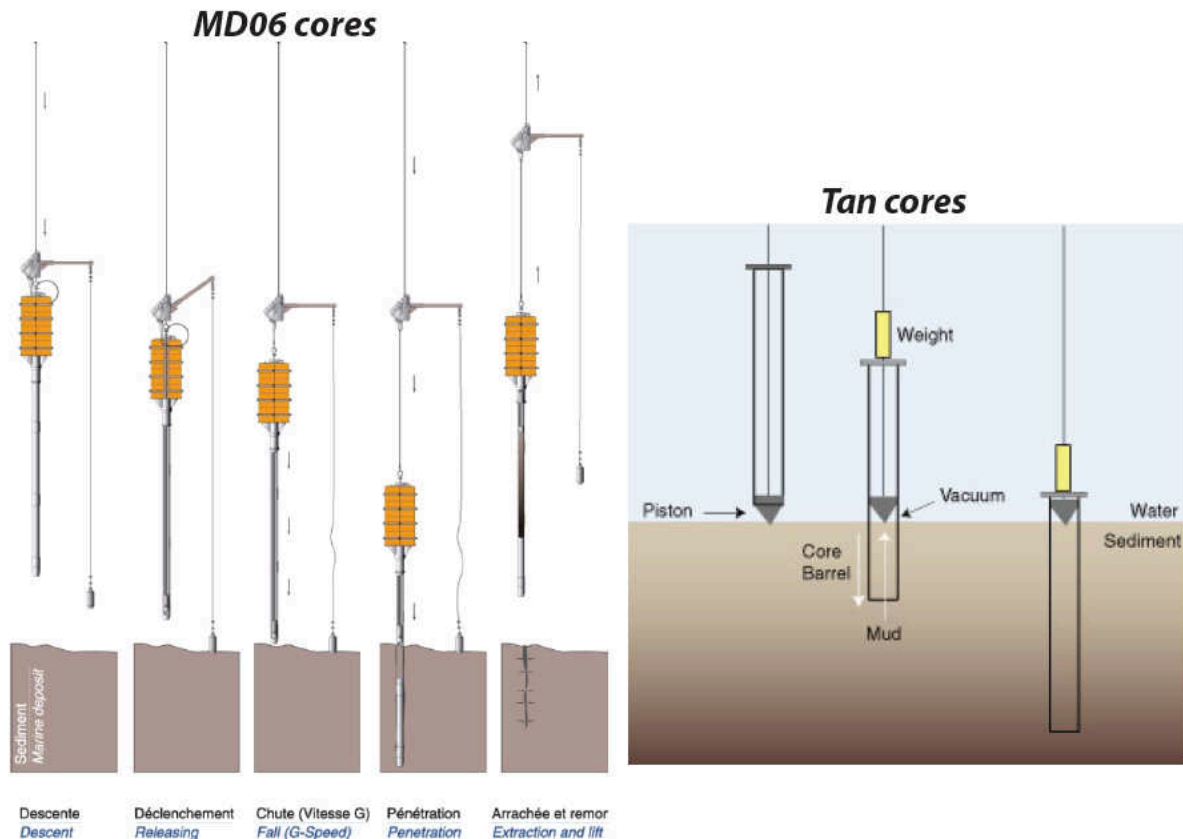


Figure 3.4 : principe de fonctionnement des carottiers à piston: exemple du carottier Calypso du R/V Marion Dufresne, et du carottier Kullenberg du R/V Tangaroa.

a. Campagne MD152 – MATACORE

Année : 2006
Opérateur : IPEV / CNRS / NIWA / AWI / VIMS / SIO
Navire : R/V Marion Dufresne II
Rapports ou publications : Proust et al. (2006), Proust et al. (2008)

La mission de carottage MATACORE avait pour objectifs de caractériser l'impact sédimentaire de la tectonique et du climat sur les marges de Nouvelle-Zélande. Dans ce cadre une série de 32 carottes de sédiments ont été collectées dans sur le plateau Challenger à W de l'île Sud, dans le bassin de Wanganui au SW de l'île Nord, dans le bassin de Hawke Bay et sur la région d'East Cape. Sur la région d'East Cape, 4 carottes ont été stratégiquement prélevées pour obtenir le meilleur enregistrement de la sédimentation gravitaire des rentrants de Poverty (MD06-3002 et MD06-3003) et de Ruatoria sur les derniers 20 ka (MD06-3008 et MD06-3009).

Les carottes MD06-3002 (20 m) et MD06-3003 (12.88 m) sont localisées dans deux bassins de pentes (fossé de Paritu et bassin de Paritu ; Figure 3.5) caractérisés par un remplissage turbiditique visible en sismique-réflexion.

La carotte MD06-3008 (25.4 m) est localisée dans le fossé Hikurangi, en avant de l'avalanche de débris de Ruatoria (Figure 3.5). Elle a pour objectif de fournir un enregistrement le plus complet possible des écoulements gravitaires déclenchés sur la marge Nord Hikurangi. La carotte MD06-3009 (20.76 m) est localisé dans un petit bassin situé entre deux blocs de l'avalanche de débris de Ruatoria (Figure 3.5), qui contient un remplissage très stratifiés visible en sismique réflexion, correspondant vraisemblablement à une alternance de turbidites et de dépôts hémipélagiques.

La base des carottes MD est souvent mal conservée et très déformée. La partie exploitable n'excède pas 20 m de profondeur (0-20 m).

b. Campagne Tan0314

Année : 2003
Opérateur : NIWA
Navire : R/V Tangaroa

Rapports ou publications : *Tan0314 Research Voyage Report, 2003*
..... (Carter et al., 2003)

La campagne Tan0314 avait pour objectifs de compléter la bathymétrie du rentrant de Matakaoa, déjà largement effectuée par une série de campagnes antérieures pour contraindre spatialement et temporellement l'avalanche de débris de Matakaoa, et de déterminer les processus qui contrôlent la dispersion des sédiments selon une approche source-to-sink, en prenant l'exemple notamment de la rivière Waiapu. Dans cette optique, 8 carottes de sédiments ont été prélevées. Trois carottes localisées dans le système turbiditique de Matakaoa sont utilisées dans ce travail (Tan0314-8, -86, -87 ; Figure 3.5).

La carotte Tan0314-86 (0.35 m) est localisée dans l'axe du canyon de Matakaoa pour estimer l'activité gravitaire récente. La carotte Tan0810-87 (1.24 m), collectée sur la plateforme à droite du canyon de Matakaoa, fournit un enregistrement de référence pour comparer avec Tan0314-86. La carotte Tan0314-8 (2.51 m) est localisée dans le lobe distale du système turbiditique de Matakaoa et a pour but d'imager l'activité turbiditique du système.

c. Campagne Tan0810

Année : 2008
Opérateur : NIWA
Navire : R/V Tangaroa

Rapports ou publications : *Tan0810 Research Voyage Report, 2008*
..... (Lamarche et al., 2008)

La campagne Tan0810 avait pour objectif de collecter des informations géologiques et bathymétriques sur les rentrants de Ruatoria et Matakaoa et sur Bay of Plenty. Elle a permis de compléter la bathymétrie et de collecter une série de 20 carottes de sédiments dans les trois régions. 5 carottes prélevées dans le rentrant de Ruatoria (Tan0810-1, -2, -3, -5, et -6) et 5 dans le rentrant de Matakaoa (Tan0810-9 à -13) sont utilisées dans ce travail (Figure 3.5).

Dans le rentrant de Ruatoria, les carottes Tan0810-1 (2.1 m), Tan0810-2 (1.65 m), Tan0810-3 (3.2 m) et Tan0810-5 (1.4 m) sont localisées dans la zone de ravines et de chenaux du haut de pente. La carotte Tan0810-6 (1.8 m) est localisée dans le fossé Hikurangi, au Nord de l'avalanche de débris de Ruatoria. Ces carottes ont pour objectifs d'étudier l'enregistrement sédimentaire gravitaire en différents points du rentrant de Ruatoria pour fournir des archives paléosismiques.

Dans le rentrant de Matakaoa, les carottes sont localisées dans le complexe chenal-levées du systèmes turbiditiques de Matakaoa : Tan0810-9 (3.2 m) et Tan0810-12 (2.75 m) sont collectées dans l'axe du chenal, et Tan0810-10 (2.2 m), Tan0810-11 (2.6 m) et Tan0810-13 (2.5 m) sur les levées. Elles ont pour objectifs de compléter les carottes de la mission Tan0314 dans l'étude de l'activité gravitaire récente du système.

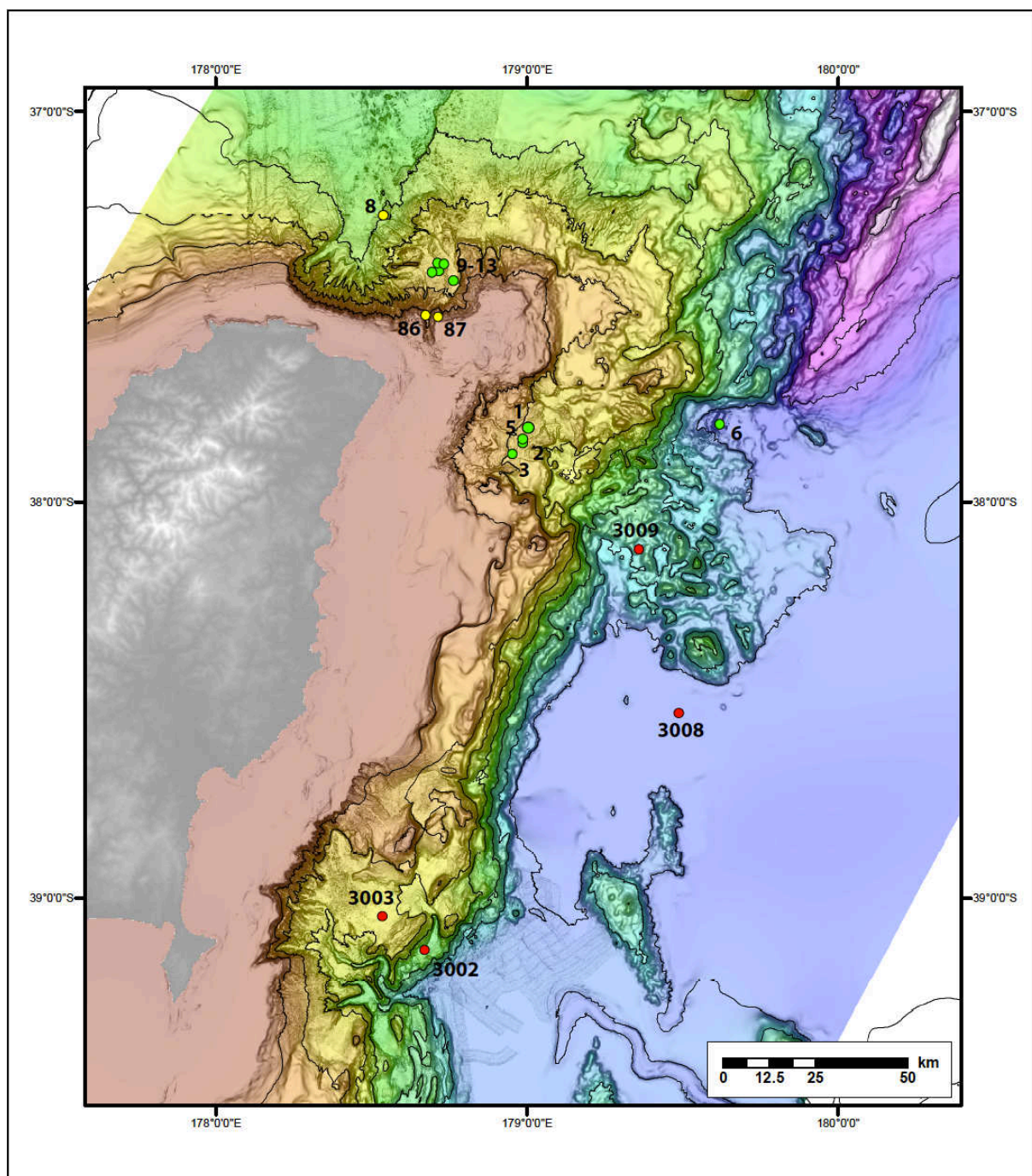


Figure 3.5 : localisation des carottes de sédiments prélevée au cours de la campagne MATACORE du R/V Marion Dufresne (points rouges) et des campagnes du R/V Tangaroa en 2003 (points jaunes) et en 2008 (points verts). Des zooms présentant la localisation précise des carottes dans chaque rentrant sont disponibles dans le chapitre 4.

3.2. METHODES

Cette partie liste l'ensemble des analyses et mesures effectuées sur les données de bathymétrie et les carottes (Figure 3.6).

3.2.1. Bathymétrie

L'analyse détaillée de la bathymétrie sert à affiner le positionnement des carottes, à évaluer la morphologie générale du système sédimentaire, et à estimer les voies de passages de sédiments et des courants de turbidité. Il s'agit notamment de savoir si les carottes sont situées dans des zones sur-alimentées (chenaux), régulièrement alimentées (levées ou fan), ou sous-alimentées (éloignées des chenaux).

En pointant et suivant les fonds de chenaux ou de voies de transports privilégiées des courants de turbidité, approche similaire à celle réalisée pour les réseaux hydrographiques aériens, il est possible de remonter à la zone source des écoulements gravitaires et d'évaluer son type : point source, rampe ou slope apron.

3.2.2. Analyses des carottes

Les carottes de sédiments forment la base de ce travail. De nombreuses analyses ont été effectuées sur leur contenu de manière à décrire, identifier, caractériser, dater et interpréter les dynamiques sédimentaires.

a. Description

La majorité des carottes a été ouvertes à bord du R/V Marion Dufresne et du R/V Tangaroa après prélèvement et a bénéficié d'une description rapide. Une description plus approfondie a été entreprise en laboratoire au cours de cette thèse. Elle a notamment permis d'identifier certains niveaux non détectés, de préciser la nature des sédiments, et de collecter des échantillons. La description des carottes a été faite à l'échelle centimétrique (0.5 à 1 cm) sur les sites de conservation des carottes : à Géosciences Azur (Villefranche sur mer, France) et à NIWA (Wellington, Nouvelle Zélande).

Les carottes non étudiées à bord ont été ouvertes, puis décrites au laboratoire sédimentologique de NIWA (Wellington, Nouvelle Zélande).

Plusieurs campagnes d'échantillonnages se sont succédées pour caractériser et dater les sédiments : argiles silteuses hémipélagites, argiles silteuses des sommets de séquences turbiditiques, sables à la base des turbidites, tephra.

b. Geotek MSCL – mesures pétrophysiques et photographies

Après description, une grande partie des carottes a été transférée à l'Université d'Otago (Dunedin, Nouvelle Zélande) qui possède un banc Geotek multiparamètres permettant l'acquisition des propriétés pétrophysiques des sédiments en continu et à l'échelle millimétrique (densité, susceptibilité magnétique, vitesse des ondes P, résistivité) et de photographies très haute résolution des carottes. Le banc Geotek a l'avantage d'être un outil non destructif.

Les propriétés pétrophysiques fournissent d'importantes informations sur la composition des sédiments et sont utilisées lors de la corrélation chrono-stratigraphique des carottes.

c. Radiographie – rayons X

Les mesures pétrophysiques et la description sont complétées par une radiographie aux rayons X (RX) des carottes qui permet de faire apparaître des structurations sédimentaires non visibles à l'œil (laminations, bioturbations, variations de faciès, etc ...).

L'imagerie RX a été obtenue à partir des carottes ouvertes (demi-carottes) grâce au système d'imagerie digital vétérinaire Varian PaxScan 4030E de NIWA (Wellington, Nouvelle Zélande) avec l'aide de Dr Alan Orpin (NIWA). Il s'agit d'une méthode non destructive qui fournit une image en niveau de gris matérialisant les variations de densité des sédiments. Ce type d'image est particulièrement utilisé pour déterminer la présence de niveaux sableux laminés dans un fond argileux, comme c'est le cas pour les turbidites.

d. Granulométrie

Une série de mesures granulométriques test ont été effectuées à l'Université de Rennes 1, sur un appareil laser CILAS 1180 Particle Size Analyser (Université Rennes1). Ces analyses préliminaires ont aidé à la définition des faciès sédimentaires mais se sont avérées insuffisantes pour la caractérisation des turbidites, à cause d'un pas d'échantillonnage inapproprié.

Une deuxième campagne d'analyses, plus systématiques, a été réalisée sur une sélection de turbidites et sur la totalité de certaines carottes courtes Tan (< 2 m) avec un pas d'échantillonnage de l'ordre de 1 cm. L'acquisition s'est faite à NIWA avec granulomètre laser Beckman-Coulter LS13 320.

Ces deux appareils fonctionnent sur le principe de la diffraction laser et calculent les proportions relatives en % des différentes classes granulométriques oscillant entre 0.38 et 2,000 μm . Il est ainsi possible d'établir la distribution granulométrique par échantillon sous forme d'histogramme, de déterminer la valeur moyenne, et la valeur médiane. Les données ont été traitées à l'aide du logiciel Gradistat (Blott and Pye, 2001) qui contient une méthode d'analyse complète.

e. Composition

Les analyses de composition des sédiments ont été réalisées par une méthode semi-quantitative d'identification des grains à la binoculaire. Deux types d'échantillons ont été analysés pour répondre à deux problématiques différentes : (1) les sédiments argileux pour déterminer les critères de différenciation entre hémipélagite et turbidites, et (2) la fraction sableuse basale des turbidites pour identifier les foraminifères benthiques contenus.

Composition des argiles

Diverses méthodes d'analyses des argiles ont été testées très tôt au cours de cette thèse : frottis, composition de la fraction dense, analyses polliniques. L'analyse de la fraction dense (sableuse) contenue dans les sédiments argileux s'est révélée la plus probante.

La méthode se base sur 1 g de sédiment homogénéisé dans de l'eau distillée qui permet la « sédimentation » rapide de la fraction dense et grossière alors que la fraction peu dense argileuse surnage. L'extraction de la fraction sableuse se fait par vidanges successives de la fraction fine (2 à 3 lavages).

Les échantillons sont ensuite observés à la binoculaire. Les proportions relatives des différents composants (cendres volcaniques, quartz, foraminifères, etc...) sont estimés semi quantitativement à l'échelle de l'échantillon par comparaison avec des abaques de proportions relatives.

Composition des sables

L'analyse de la composition des sables a été effectuée sur la fraction $> 53 \mu\text{m}$ obtenue par tamisage à l'eau claire des échantillons prélevés à la base des turbidites (2 cm d'épaisseur). L'identification des grains est basée sur la même méthode semi-quantitative à la binoculaire que pour les argiles : elle détermine les proportions relatives des différents composants.

Après l'analyse globale de l'échantillon, les foraminifères benthiques contenus dans la fraction grossière des sables (125-500 μm) ont été identifiés pour déterminer l'origine bathymétrique des sédiments, et des courants de turbidité. L'identification des espèces s'est effectuée par comparaison avec les planches de descriptions de Hayward et al. (2010) et Camp (2009). L'indice de présence des espèces est binaire (présence ou absence). Afin de minimiser les risques de contaminations extérieures, une espèce est considérée comme présente à partir de 3 individus recensés. Les foraminifères trop abimés ou roulés ne sont pas considérés car ils peuvent avoir fait l'objet de remobilisations antérieures et ne sont donc plus caractéristiques de leur environnement.

f. Carbone organique

Des analyses de carbone organique ont été réalisées sur une série d'échantillons argileux de la carotte MD06-3003, collectée dans le rentrant de Poverty. L'objectif de ces analyses étaient de différencier les hémipelagites du sommet des turbidites, et de déterminer l'origine spatiale des turbidites. Les résultats obtenus ont été comparés avec les travaux de Brackley et al. (2010) qui étudie les sédiments superficiels sur un transect terre-domaine marin profond du rentrant de Poverty.

Les proportions de carbone organique (%OC), d'azote (%N), ainsi que les rapports isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) ont été obtenus à NIWA (Wellington, Nouvelle Zélande). La méthode de mesure utilisée par NIWA est détaillée ci-après.

Les échantillons sont dissous dans une solution d'acide chloridrique à 10%, puis subissent trois rinçages successifs à l'eau déionisée et un séchage de 12h à 60°. Les résidus sont ensuite broyés au mortier puis pesés avant analyse.

Les analyses de mesures des proportions d'isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$) sont réalisées avec un analyseur élémentaire NA 1500N (Fisons Instruments, Rodano, Italy) associé à un spectromètre de masse Delta^{plus} de mesures de rapports isotopique en flux continu (Thermo-Fisher Scientific, Bremen, Germany). Les proportions de carbone et d'azote sont calculées par rapport à un

standard interne au laboratoire de DL-Leucine (DL-2-Amino-4-methylpentanoic acid, C₆H₁₃NO₂, Lot 127H1084, Sigma, Australia) au début de chaque mesure. Les standards internes sont régulièrement comparés aux standards du National Institute of Standards Technology (NIST) pour vérifier la pertinence des résultats. De cette manière, les comparaisons répétées avec les standards NIST fournissent des erreurs de 0.3‰ pour les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. Les marges d'erreur des proportions de carbone et d'azote sont généralement de l'ordre de 0.2% et 0.3% respectivement.

g. Datation

La stratigraphie des carottes est basée sur des âges radiocarbone et l'identification de tephra bien connus à terre.

Radiocarbone

Cette méthode se base sur la dégradation de l'isotope radioactif C¹⁴ présent naturellement dans l'atmosphère et l'océan. Les foraminifères, lors de leur croissance, fixent du carbone pour former leur test calcaire, dont une part de C¹⁴. La part désintégrée naturellement de C¹⁴ est immédiatement remplacée rendant le système stable. À la mort de l'organisme, le système devient instable et la part de C¹⁴ diminue selon la période de demi-vie du C¹⁴ de 5,730 ans. La mesure de la quantité de C¹⁴ restant permet d'estimer l'âge de l'échantillon.

Les datations radiocarbone ont été effectuées sur un assemblage mixte de foraminifères planctoniques contenus dans des échantillons d'hémipélagites.

La datation a été réalisée par le Rafter Radiocarbon Laboratory, GNS Science (NZ) dans le cadre d'un contrat commercial.

Tephrochronologie

Cette méthode se base sur l'identification géochimique des niveaux de cendres volcaniques et leur comparaison aux cendres connues et datées à terre. Chaque tephra de la zone volcanique de Taupo est caractérisé par une empreinte géochimique propre qui le relie à une zone et un édifice volcanique particulier. La composition en éléments majeurs (Si, K₂O, TiO₂, Na₂O, MgO, Al₂O₃, CaO, FeO, MnO) suffit généralement à identifier les tephra par comparaison avec le catalogue régional.

Les tephra contenus dans les carottes de sédiments ont été systématiquement échantillonnés, tamisé à > 63 µm, puis envoyés à Phil Shane (Université de Auckland, NZ) dans le cadre d'un contrat commercial. Les âges utilisés dans ce mémoire sont ceux actualisés par Lowe et al. (2008).

Dans un second temps, certains tephras non identifiés par la première campagne d'échantillonnage ont été analysés de nouveau à l'Université de Victoria (Wellington, NZ). Les données obtenues ne sont pas détaillées dans ce mémoire, mais une annexe présente les éventualités d'utilisation.

Analyses Carottes	Description	Geotek		Rayon X	Granulométrie		Composition		Carbone organique	Datation	
		Pétrophysique	Photographie		Rennes	NIWA	argiles	sables		C ¹⁴	Tephra
POV- ERY	MD06-3002	X	X	X		195*		8		24	9
	MD06-3003	X	X	X		268*		11	64	18	16
RUATORIA	MD06-3008	X	X	X	53	18	9	12		12	12
	MD06-3009	X	X	X	45	137	7	11		12	11
	Tan0810-1	X		X		44				2	
	Tan0810-2	X		X		113		3		2	2
	Tan0810-3	X		X	10	10	2			1	2
	Tan0810-5	X		X						1	
	Tan0810-6	X	X	X	27	229	3	6		4	4
MATAKAOA	Tan0314-86	X		X		73					
	Tan0314-87	X		X		25				2	
	Tan0314-8	X	X	X						2	
	Tan0810-9	X		X		26		2		1	1
	Tan0810-10	X	X	X		31		3		2	2
	Tan0810-11	X	X	X		84		4			
	Tan0810-12	X	X	X							1
	Tan0810-13	X	X	X							

*: Mesures granulométriques fournies et réalisées par Dr Alan Orpin (NIWA)

Figure 3.6 : résumé des analyses effectuées sur les carottes. Les croix indiquent les mesures en continu. Les nombres indiquent le nombre de mesures par carotte.

Chapitre 4 : CARACTERISATION ET FACTEURS DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION GRAVITAIRE SUR LA MARGE HIKURANGI DEPUIS 18 KA

Postglacial (after 18 ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand) : characterisation, timing and origin of turbidites

Ce chapitre, présenté sous forme d'un article accepté à *Marine Geology*, rassemble les principaux résultats obtenus concernant la caractérisation de la sédimentation gravitaire récente de la marge Nord Hikurangi.

Il présente les quatre principaux lithofaciès rencontrés dans les carottes, leur organisation spatiale et temporelle et leur évolution depuis le dernier maximum glaciaire LGM à 18 ka.

Une partie de discussion aborde les facteurs de contrôle locaux de la sédimentation gravitaire et propose une origine aux turbidites (crues, volcanisme, séismes).

RÉSUMÉ EN FRANÇAIS

La description détaillée des seize carottes de sédiments collectées durant les trois campagnes océanographiques MD152 MATACORE, Tan0314 et Tan0810 a permis de (1) caractériser précisément la sédimentation gravitaire postglaciaire sur la marge Nord Hikurangi, et (2) de définir ses principaux facteurs de contrôle au cours des derniers 18 ka. Les résultats présentés dans ce chapitre tiennent compte de la totalité des carottes prélevées dans les rentrants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa. Les différentes méthodes d'analyses énoncées dans le chapitre précédent sont exploitées à l'exception des mesures de carbone organique.

(1) La sédimentation postglaciaire sur la marge est constituée d'une alternance de quatre lithofacies : hémipélagites, turbidites, débrites et tephres qui reflètent quatre modes de dépôts distincts, respectivement la sédimentation marine, les courants de turbidités, les coulées de débris et les éruptions volcaniques.

- les hémipélagites forment des couches argilo-silteuses vert olive, homogènes et bioturbées de quelques centimètres d'épaisseur (<50 cm). La fraction silteuse contient >50% de grains volcanoclastiques et une minorité (<20%) de grains de quartz. Sa teinte claire et sa texture homogène permettent la reconnaissance de ce lithofaciès qui constitue le « bruit de fond » de la sédimentation postglaciaire.

- les turbidites sont constitués de couches silto-sableuses grano-classées, de couleur sombre, d'une épaisseur <75 cm. Elles alternent généralement avec des hémipélagites ; le contact basal est net et une limite sommitale progressive et bioturbée.

La limite entre queues de turbidites et hémipélagites, permettant le comptage des turbidites et leur datation relative, est marquée par une variation de couleur et de granulométrie des sédiments. Ces paramètres visuels sont confirmés par l'analyse de la fraction silteuse des deux lithofacies : les queues de turbidites contiennent deux fois plus de grains de quartz et une plus forte concentration en micas et fragments de roches par rapport aux hémipélagites.

- les débrites sont composées d'unités chaotiques silto-argileuses vert sombre, pluricentimétriques (<35 cm) contenant des clastes de tailles variables (du sable au galet). Les limites basales et sommitales sont généralement nettes. La fraction grossière comprend du quartz, des grains volcanoclastiques, des fragments coquilliers et des clastes centimétriques de silts-argileux laminés. L'aspect chaotique de ce faciès, sa texture type *matrix-supported* et la présence de fragments coquilliers centimétriques sont les principaux critères d'identification des débrites.

- les tephres sont caractérisés par une fine couche de silts grano-classés, rosâtre d'une épaisseur généralement <2 cm. Ils possèdent un contact franc à la base et diffus et bioturbé au top. Ce lithofaciès est exclusivement constitué de grains volcanoclastiques (échardes, lapilli et cendres) et possèdent une signature pétrophysique particulière (pic positif de susceptibilité magnétique). La couleur est le principal outil d'identification des tephres.

La séquence postglaciaire, datée grâce aux très nombreux âges tephres et radiocarbone, est ainsi composée d'un litage d'hémipélagites et de turbidites (>90% du remplissage sédimentaire), entrecoupé de tephres occasionnels et de rares débrites. L'ensemble des carottes étudiées renferment quelques milles turbidites < 18ka, qui remanient le matériel terrigène charié par les rivières Waipaoa et Waiapu (sable turbiditique riche en quartz et grains volcanoclastiques).

Les turbidites sont regroupées en trois familles : les turbidites monomagmatiques primaires composées exclusivement de grains volcanoclastiques provenant d'une seule éruption et déposées juste après les éruptions volcaniques, les turbidites hyperpycnites mise en place par

des courants hyperpycnaux et les turbidites classiques déposées par des courants de turbidité. Ces dernières rassemblent cinq faciès: les turbidites boueuses, à lamines silteuses, silteuses, sableuses, et à base grano-croissante.

(2) Bien que la sédimentation gravitaire soit ininterrompue depuis 18 ka sur la marge, trois facteurs de contrôle affectent les taux de sédimentation, le faciès, la composition et la fréquences des dépôts turbiditiques. Les fluctuations glacio-eustatiques constitue le facteur de contrôle dominant et influent directement sur l'alimentation des systèmes sédimentaires gravitaires. La période de bas niveau marin – début de transgression (>17 ka) favorise les connexions entre les rivières et les têtes de canyons, contribuant aux très forts taux de sédimentation observés en carottes (285 cm/ka) sur les systèmes *point source*. A l'inverse, durant la période de haut niveau marin (<7 ka), les rivières sont déconnectées des canyons par la large plateforme continentale qui piège la majorité du matériel terrigène. Les systèmes gravitaires *point source* ne sont plus alimentés et deviennent inactifs. L'activité turbiditique se concentre sur les systèmes de type *ramp* qui bénéficient d'une plus large zone source (taux de sédimentation de 15 à 109 cm/ka). Le climat et la morphologie sont des facteurs de contrôle secondaires. La limite Holocene/Pleistocène à environ 12 ka, correspond à une variation de faciès des turbidites mais n'impacte pas sur les fréquences de dépôt (les turbidites pléistocènes sont plus grossières que les turbidites holocènes). La mise en place d'une large avalanche de débris dans le rentrant de Poverty à 13.6–12 ka entraîne des variations de faciès et de taux de sédimentation des turbidites, interprétées comme une réorganisation locale de la dynamique sédimentaire. La mise en évidence de ces facteurs de contrôle indiquent qu'à l'échelle de la marge Hikurangi, la sédimentation gravitaire est divisée en trois périodes : >17ka, 7–17ka, <7ka, selon les fluctuations glacio-eustatiques.

La caractérisation de la sédimentation gravitaire et l'individualisation de ces facteurs de contrôle permet d'évaluer la « stabilité » de dépôt et de déclenchement des courants de turbidité sur la marge Hikurangi. Des turbidites se déposent dans les trois rentrants sur la totalité des derniers 18 kyr, et la période de haut niveau marin de l'Holocène tardif (<7ka) révèle une activité turbiditique rémanente (1.4–3.7 turbidites/ka) cohérente avec un déclenchement par l'activité tectonique et les séismes. Ces résultats sont encourageants pour la démarche entreprise dans ce mémoire d'utilisation des turbidites comme archives paléosismiques.

La caractérisation des sédiments apportent une première clarification sur les mécanismes déclencheurs des turbidites en reconnaissant les crues et les éruptions volcaniques comme deux des mécanismes déclencheurs sur la marge. Cependant, 4% des turbidites reconnues sont des hyperpycnites contemporaines de périodes de tempêtes exceptionnellement violentes et <1% sont des turbidites monomagmatiques primaires dont la mise en place résulte directement des éruptions volcaniques. Ces résultats indiquent que le climat et le volcanisme ne sont que faiblement impliqués dans le déclenchement de courants de turbidité (5%). La tectonique apparaît donc comme un candidat plausible pour le déclenchement de la majorité des turbidites de la marge Hikurangi.

POST-GLACIAL (AFTER 18 KA) DEEP-SEA SEDIMENTATION ALONG THE HIKURANGI SUBDUCTION MARGIN (NEW ZEALAND) : CHARACTERISATION, TIMING AND ORIGIN OF TURBIDITES

Hugo Poudroux¹, Jean-Noël Proust¹, Geoffroy Lamarche², Alan Orpin² and Helen Neil²

1. Géosciences-Rennes, UMR 6118 CNRS, Université Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France. hugo.poudroux@univ-rennes1.fr; jean-noel.proust@univ-rennes1.fr

2. National Institute of Water and Atmospheric Research (NIWA) Ltd, Private Bag 14-901, Wellington, 6241, New Zealand. g.lamarche@niwa.co.nz; a.orpin@niwa.co.nz; h.neil@niwa.co.nz

ABSTRACT

Recent sedimentation along the Hikurangi subduction margin off northeastern New Zealand is investigated using a series of piston cores collected between 2003 and 2008. The active Hikurangi Margin lies along the Pacific-Australia subduction plate boundary and contains a diverse range of geomorphologic settings. Slope basin stratigraphy is thick and complex, resulting from sustained high rates of sedimentation from adjacent muddy rivers throughout the Quaternary. Turbidites deposited since c. 18 ka in the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants are central to this study in that they provide a detailed record of the past climatic conditions and tectonic activity. Here, alternating hemipelagite, turbidite, debrite and tephra layers reflect distinctive depositional modes of marine sedimentation, turbidity current, debris flow and volcanic eruption, respectively. Turbidites dominate the record, ranging in lithofacies from muddy to sandy turbidites, and include some basal-reverse graded turbidites inferred to be derived from hyperpycnal flows. Stacked turbidites are common and indicate multiple gravity-flows over short time periods. The chronology of turbidites is determined by collating an extremely dense set of radiocarbon ages and dated tephra, which facilitate sedimentation rate calculation and identification of the origin of turbidites. Sedimentation rates range from 285 cm/ka during late glacial time (18.5-17 ka) to 15 to 109 cm/ka during postglacial time (17-0 ka). Turbidite deposition is controlled by: (1) the emplacement of slope avalanches reorganizing sediment pathways; (2) the postglacial marine transgression leading to a five-fold reduction in sediment supply to the slope due to disconnection of river mouths from the shelf edge, and (3) the Holocene/Pleistocene boundary climate warming resulting in a drastic decrease in the average turbidite grain-size. Flood-induced turbidites are scarce: nine hyperpycnites are recognized since 18 ka and the youngest is correlated to the largest ENSO-related storm event recorded onland (Lake Tutira). Other turbidites contain a benthic foraminiferal assemblage which is strictly reworked from the upper slope and which relate to large earthquakes over the last c. 7 ka. They yield a shorter return time (270-430 years) than the published coastal records for large earthquakes (c.670 years), but the offshore record is likely to be more complete. The deep-sea sedimentation along the New Zealand active margin illustrates the complex interaction of tectonic and climate in turbidite generation. Climate warming and glacio-eustatic fluctuations are well recorded at a millennial timescale (18 ka), while tectonic deformation and earthquakes appear predominant in fostering turbidite production at a centennial timescale (270-430 years).

Keywords: hyperpycnite; earthquake; debris avalanche; marine transgression; triggering mechanism; sediment cores.

2. INTRODUCTION

Gravity-driven flows are ubiquitous and fundamental process that control sediment dispersal where steep bathymetric gradients, enhanced tectonic activity and voluminous terrigenous sediment supply prevail such as at active margins. They range from submarine avalanches, cohesive debris or grain flows, liquefied and fluidized flows and turbidity currents (Stow and Mayall, 2000; Stow et al., 1996). Such processes can generate complex sets of sedimentary structures from a variety of triggering mechanisms and scales including giant avalanches consisting of $>100 \text{ km}^3$ of lithified sediment (e.g. Collot et al., 2001; Canals et al., 2004), thick successions of density-variable turbidites (Bouma, 1962; Stow and Shanmugam, 1980; Lowe, 1982), to centimetre-thick hyperpycnites that can be linked to individual flood events (Mulder et al., 2003). As such, gravity flow deposits contain invaluable information about past stratigraphic, climatic and tectonic history (Goldfinger et al., 2003; St Onge et al., 2004; Blumberg et al., 2008; Noda et al., 2008; Nakajima et al., 2009). However, due to the geomorphologic complexity of active margins lateral correlation of events is often problematic, both in terms of dealing with the spatial variability of gravity events and recognising synchronous “event assemblages”.

The active Hikurangi convergent margin, New Zealand is an excellent locality for the study of gravity-driven events because of the diversity of geomorphological settings, the intense tectonic activity (e.g., Lewis and Pettinga, 1993; Collot et al., 1996) and the high rates of sedimentation that produce an expanded stratigraphic record at an exceptional resolution. As the Hikurangi Margin lies along the Pacific-Australia subduction plate boundary, it is subjected to intense seismic activity. Here, a well documented upper-plate earthquake record exists for magnitude $MW < 7.8$ (Reyners, 1998; Webb and Anderson, 1998) but only a poorly documented record of inferred plate interface ruptures capable of generating $\sim MW 8.8$ earthquakes (Reyners, 1998; Reyners and McGinty, 1999; Wallace et al., 2009; Cochran et al., 2006). At the northern extent of margin, intense mass wasting and margin-collapse activity is manifest as large morphological re-entrants in the continental slope (Collot et al., 2001; Lamarche et al., 2008a; Pedley et al., 2010). Due to the vigorous maritime climate, floods are a common feature of northeastern New Zealand (Hicks et al., 2003). Some prehistoric catastrophic floods have been inferred from river flood-plains and continental shelf sediments (Brown, 1995; Gomez et al., 2007; Brackley et al., 2010) which might be capable of rapidly transporting sediment directly from the coast to slope basins via hyperpycnal flows. The occurrence of numerous tephra originating from the Central Volcanic Zone (Fig. 1) provide excellent chronological control in the offshore stratigraphic record (e.g. Carter et al., 2002). The northern Hikurangi Margin was intensely studied over the last 20 years, and contributed to a robust understanding of long- and short-time scale tectonic deformation (Collot et al., 1996; Reyners, 1998; Reyners and McGinty, 1999), sedimentary processes and stratigraphy (Foster and Carter, 1997; Joanne et al., 2010; Orpin, 2004, Gomez et al., 2007; Paquet et al., 2009; Kniskern et al., 2010) and Holocene sediment budgets (Orpin et al., 2006; Alexander et al., 2010; Gerber et al., 2010; Paquet et al., 2011). But the thick and complex suite of Quaternary turbidites that infill the slope basins remain largely understudied and their event stratigraphy underutilised.

In this paper, we use a series of sediment cores collected in the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants along the northern Hikurangi Margin to identify and characterise a complete and comprehensive series of turbidite events. We generate a chronology of catastrophic sedimentation over the last 20,000 years for the northeastern Hikurangi Margin, and detailed characterisation of turbidites is used to compare and contrast depositional patterns. The excellent chronological control afforded by tephra and radiocarbon dating allows us to develop a methodology for investigating turbidite origin, and determine the

relative contribution of trigger and controlling mechanisms since the Last Glacial Maximum. The balance of these processes are likely to be applicable to active margins globally. The study suggests that large earthquakes, catastrophic floods and volcanic eruptions are the principal triggering mechanisms of turbidites in the deep water sedimentary systems, and that over the past 20kyr, turbidite systems activity was primarily controlled by glacio-eustatic fluctuations and basin morphology.

3. GEOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL SETTINGS

3.1. Geomorphology

The Hikurangi Margin marks the region where the oceanic crust of the Pacific Plate is being subducted obliquely beneath the Raukumara Peninsula (Fig. 1). The zone of active deformation covers from east to west, the Hikurangi Trough, the continental slope and shelf and the east coast of the North Island of New Zealand (Lewis, 1980; Lewis and Pettinga, 1993; Collot et al., 1996). Subduction-related underplating beneath the Raukumara Peninsula is actively uplifting the axial ranges at an estimated maximum rate of 3 mm y^{-1} (e.g. Reyners and McGinty, 1999). A narrow accretionary prism forms locally at the toe of the slope (Lewis and Pettinga, 1993; Collot et al., 1996). To the west lies the rhyolitic Central Volcanic Zone which is a prolific source of geochemically-distinct tephra that punctuate the terrestrial and offshore stratigraphic record throughout the Quaternary (Lowe et al., 2008).

The northern Hikurangi Margin includes a flat, 20-30 km-wide continental shelf, a steep sediment-starved slope, and a 3500 m-deep subduction trough (Fig. 1). Tectonic erosion has produced three large slope avalanches: the 30-50 km-wide, Poverty re-entrant (Pedley et al., 2010); the 30-40 km Ruatoria re-entrant (Collot et al., 2001); and landward of the trench wall and immediately north of the Raukumara Peninsula, the Matakaoa passive margin contains the 50 km-wide Matakaoa re-entrant (Lamarche et al., 2008a). Elsewhere smaller debris slides, slumps and head-wall scarps are abundant, indicating ongoing slope instability (e.g. Lewis et al., 1998). The current study focuses on sediment cores within the Poverty, Ruatoria, and Matakaoa re-entrants. The 1500 km^2 Poverty re-entrant is a major continental margin depression resulting from successive margin collapses since $1,500 \pm 500 \text{ ka}$ (Pedley et al., 2010). The bathymetry of the Poverty re-entrant is complex and comprises several basic morphologic components (Orpin, 2004) including: a heavily gullied upper slope; the beheaded Poverty Canyon System; the gently sloping mid-slope Paritu Trough; margin-parallel North and South Paritu Ridges that are cross-cut by a small canyon feeding into the Lower Paritu Basin (Fig. 2). The Paritu Trough is filled with the Poverty Debris Avalanche (PDA), which is blanketed by sediments. Although the PDA is undated, the surface of the avalanche is roughed and hummocky suggesting a recent event (Orpin, 2004). The 3300 km^2 Ruatoria re-entrant formed following a giant debris avalanche $170 \pm 40 \text{ ka}$ ago (Collot et al., 2001). The re-entrant consists of a gullied upper slope, a vast highly chaotic debris avalanche composed of individual blocks of several cubic kilometres in size, and the subduction trough (Fig. 3). The 1000 km^2 Matakaoa re-entrant resulted from multiple mass transports events, which occurred between 1,300 and 35 ka ago (Carter, 2001; Lamarche et al., 2008a; Joanne et al., 2010) (Fig. 4). The eastern half of the re-entrant is infilled by the Matakaoa Turbidite System (MTS), which developed subsequently to the Matakaoa Debris Avalanche, $600 \pm 150 \text{ ka}$ ago (Joanne et al., 2010). The MTS is a classical channelized turbidite system with a canyon incising into the shelf break, a well-developed channel/levee turbidite plain and a fan growing in the Raukumara Plain.

In the Hikurangi Trough, the 2000 km-long Hikurangi Channel drains large turbidity currents parallel to the North Island East Coast (Lewis et al., 1994) (Fig. 1). At the latitude of the Poverty re-entrant, the channel is redirected sharply eastward (Fig. 1). There, well developed overbank sediment waves grew over the last 2 Ma, due to the combined effect of centrifugal and southern hemisphere Coriolis force (Lewis et al., 1998; Lewis and Pantin, 2002). Sediment waves in the channel axis are comprised of stacked coarse turbidites overlain by a hemipelagic drape, suggesting limited activity during interglacial periods with episodic flows contained into the channel (Lewis and Pantin, 2002).

3.2. Sedimentology

Up to a kilometre of Quaternary sediment fill accumulates in ponded basins along the northern Hikurangi Margin continental shelf (Lewis et al., 2004) and slope (Orpin, 2004; Orpin et al., 2006; Paquet et al., 2009) as well as in the Hikurangi Trough (Lewis and Pettinga, 1993) and Raukumara basin (Kohn and Glasby, 1978) (Fig. 1). The mass accumulation rate along the margin is generally high over the last 1 My (4 Mt/yr in Hawkes Bay; Paquet et al., 2009), with millennial variations over glacio-eustatic cycles (Carter and Manighetti, 2006; Paquet et al., 2009). Over the last 30 ka, the highest rates were recorded during last-glacial lowstand through to the early highstand stage (30-7 kyr). The Holocene highstand period (7-0 kyr) shows a declining flux to the lower continental slope as more sediment is retained in subsiding shelf basins (Carter and Manighetti, 2006; Paquet et al., 2009; Gerber et al., 2010) and baffled in intra-slope basins bounded by imbricate thrust ridges (Lewis et al., 1998; Paquet et al., 2011), where the hemipelagic flux is around 60 cm/kyr since the mid-late Holocene (Orpin, 2004).

Driven by the vigorous maritime climate across the Raukumara Ranges, the present day sediment flux delivered to the adjacent shelf and slope basins is 70 Mt/yr. Forest clearing by early Polynesian settlers 500-700 y BP and then by European colonisation in the mid-eighteenth century resulted in present day river sediment fluxes an order of magnitude greater than pre-human colonization (e.g. McGlone et al., 1994; McGlone and Wilmshurst, 1999). Paquet et al. (2009) estimate an increase of 110-250% in Hawkes Bay whereas Kettner et al. (2007) calculate a rise of 660% for the Waipaoa river alone (Fig. 1).

Regional oceanography plays a major role in the offshore dispersal of sediments from Raukumara rivers (Fig. 1). On the continental shelf, swell waves, wind direction, the northward-flowing Wairarapa Coastal Current (WCC) and large ephemeral gyres affect current direction (Foster and Carter, 1997; Chiswell, 2000). Beyond the shelf break, the southward-flowing East Cape Current (ECC) is the dominant current affecting the region during the Holocene (Stanton, 1998; Stanton et al., 1997; Carter et al., 2002). During the Last Glacial Maximum (LGM), the ECC strength decreased while the proto-WCC, flowing northward near the shelf break, increased (Carter and Manighetti, 2006). Deep circulation in the Hikurangi Trough is influenced by the Southwest Pacific Deep Western Boundary Current (DWBC). The main flow of the DWBC is confined by the northeast scarp of the Hikurangi Plateau, but a shallower westward-flowing branch reaches the Hikurangi Trough at Poverty Bay where it deviates northward and joins with the main DWBC over the Kermadec trench (McCave and Carter, 1997).

The New Zealand terrestrial and marine climate record over the past 30 ka shows three climatic intervals: (1) the Last-Glacial Cold Period between 28 and 18 ka; (2) the Last Glacial-Interglacial Transition extending from 18 to 11.6 ka, including the late-glacial climate reversal (13.5-11.6 kyr); and, (3) the Holocene Interglacial stage from 11.6 ka to present (Alloway et al., 2007). Glaciers during the LGM did not reach the Raukumara Ranges (McArthur and Shepherd, 1990; Pillans et al., 1993; Brook and Brock, 2005). Palynological

studies demonstrate a strong climatic impact on East Coast vegetation, with grass and shrub dominating during cold and dry conditions at the LGM and large stands of podocarp and hardwood forest prevailing during warm and moist conditions of the Holocene (McGlone, 2001; Okuda et al., 2002; Mildenhall and Orpin, 2010). The protection provided by vegetative cover is an important control on erosion rates in the region (Page et al., 2004; Litchfield & Berryman, 2005).

4. DATA AND METHODS

4.1. Sediment Cores collection

Sixteen sedimentary cores are used in the current study, collected in water depths ranging from 650 to 3520 m below sea level (mbsl; Table 1, Fig. 1). Four of these are giant piston cores collected from the Poverty and Ruatoria re-entrants during the MD152 MATACORE voyage of *R.V. Marion-Dufresne* (Proust et al., 2006). Twelve short piston cores were acquired in the Ruatoria and Matakaoa re-entrants onboard *R.V. Tangaroa* research voyages TAN0314 (Carter et al., 2003) and TAN0810 (Lamarche et al., 2008b).

High-resolution 3.5 kHz seismic reflection data and multibeam bathymetry were systematically acquired prior to coring in order to ascertain the suitability of the sampling sites, providing sub-surface stratigraphic information up to 20 m below the seafloor with a vertical resolution of <1 m. The bathymetry is compiled from data acquired during the Geodyn survey using the 12 kHz EM12 echo-sounder of R/V L'Atalante (Collot et al., 1996) and a large number of surveys using the 30 kHz Kongsberg EM300 echo-sounder of R/V Tangaroa with an optimal accuracy of ~0.2 % of the water depth. The margin morphology is provided by Digital Terrain Models (DTM) generated from the multibeam bathymetry database maintained at NIWA (CANZ, 2008).

Sedimentary cores targeted recent gravity sedimentary activity, including intra-slope basins fed by turbidite flows, aprons of avalanche debris and intra-canyon levees. In the Poverty re-entrant, two giant piston cores were collected in the Paritu Trough (MD06-3003) and the Lower Paritu Basin (MD06-3002, Fig. 2). In the Ruatoria re-entrant, sediment cores were collected on the gullied upper slope (Tan0810-1, -2, -3, -5), on the Ruatoria Debris Avalanche (MD06-3009) and in the Hikurangi Trough (MD06-3008, Tan0810-6) (Fig. 3). In the Matakaoa re-entrant, short cores were collected along the Matakaoa Turbidite System (MTS), on the canyon floor (Tan0314-86), in the channel/levee complex (Tan0810-9 & 12 in channel; Tan0810-10, -11 & -13 in levees) and in the deep-sea fan (Tan0314-8) (Fig. 4).

4.2. Sedimentological analyses

Detailed logs were generated for all cores and analyses were undertaken to further characterise the turbidites. Geotek Multi-Sensor Track (MST) analyses were run at University of Otago (New Zealand) to provide continuous gamma density, magnetic susceptibility and P-wave velocity measurements as well as high definition photos of split cores. These measurements were complemented by X-Ray radiographs of split cores, performed using a Varian PaxScan 4030E veterinary digital imaging system from NIWA, to characterise the internal structure of sediments. We performed grain-size analyses of selected samples using a Beckman-Coulter LS 13 320 Lasersizer (size range of 0.38-2000µm). Physical properties complement the visual descriptions of turbidite events and are critical to refining the location of their boundaries.

Compositional analysis of the silty-clay fraction was undertaken to characterise the transition between turbidite tails and hemipelagite sediments. The coarse and dense silt fraction was extracted by decantation and analysed with a stereomicroscope to provide a semi-quantitative estimate of the main component. The composition of the sand fraction ($>53\mu\text{m}$) of turbidites was determined following the same semi-quantitative approach on wet sieved 2 cm-thick samples taken at the base of selected turbidites. Benthic foraminifers were then extracted from the medium sand fraction ($125\text{--}500\mu\text{m}$), to determine the source of the sediments deduced from the distribution of modern benthic foraminifers in New Zealand (Hayward et al., 2010; Camp, 2009).

4.3. Age Dating

Timing and age downcore are provided using tephrochronology and ^{14}C radiochronology. All cores are densely dated with one age every 0.5 to 1.4 m of core. Tephra were systematically sampled and characterised by glass chemistry, mineralogy and stratigraphic position and identified by comparing with the data bank of well-established terrestrial occurrences (Shane, 2000). Tephra ages follow the convention proposed by Lowe et al. (2008). In the channel-levee complex of the MTS, tephra were sampled in three out of the five cores (Tan0810-9, 10 and 12). In the two neighbouring cores (Tan0810-11, 13), identified tephra were correlated using geophysical data and stratigraphic position.

Radiocarbon dating was performed on handpicked mixed planktonic foraminifers at the Rafter Radiocarbon Laboratory, GNS Science. The 0.7-1.0 cm-thick samples were collected in hemipelagite layers, 0.7-1.0 cm below gravity-flow deposits to prevent any contamination and mixing by bioturbation. AMS ^{14}C were calibrated to calendar years by using the MARINE09.14 calibration curve (Reimer et al., 2009) in CALIB Rev 6.0 program (Stuiver and Reimer, 1993), applying an average regional reservoir age of 395 ± 57 years calculated from published East Cape reservoir age (Higham and Hogg, 1995; Kalish, 1993; Calib database at <http://calib.qub.ac.uk/marine/>). A reservoir age of 800 ± 110 years has been applied for the time of the Waiohau tephra deposition (13,635 cal. yr BP; Table 3), as defined by Sikes et al. (2000) and Carter et al. (2008). The ^{14}C radiochronology calibration is adequate for most of the samples from the Marion Dufresne cores as shown by the good correlation with tephrochronology. Two samples on MD06-3002 located less than 10 cm above the Waiohau Tephra suggest a stratigraphic reversal. Reservoir age modification during that period may explain the inconsistency between AMS ^{14}C and tephra ages. For this study, we prefer the tephra age and discarded the two AMS ^{14}C samples.

4.4. Sedimentation Rates

Based on lithofacies identification, we distinguish uncorrected and corrected sedimentation rates. Uncorrected sedimentation rates includes the total sediment thickness from all lithofacies, whereas corrected sedimentation rate includes only the hemipelagite. Corrected sedimentation rate is calculated by subtracting the thickness of the turbidites and tephra layers from the total sediment thickness, and assumes limited erosion at the base of the turbidite layers. Corrected rate is used here to estimate the age of turbidites. Hemipelagites represent a continuous and steady mode of deposition whereas gravity-driven depositional events are emplaced instantaneously. The Terrigenous Accumulation Rate (TAR) is the difference between uncorrected and corrected sedimentation rates, representing the cumulated thickness of gravity-driven deposits (mostly turbidites) through time. Because of the high density of dated samples in each core, deformation in the piston core does not significantly influence our

results and interpretations. Deformation is localised and easily identified in the age model by a change in the slope of the age curve.

5. RESULTS

We define four end-members facies: tephra, debrites, hemipelagites and turbidites. In this section, we describe these facies and provide a detailed description of the turbidites in terms of their composition, foraminiferal content and facies. We subsequently provide age models and sedimentation rates for the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants.

5.1. End-members facies

5.1.1. *Tephra*

All cores contained several tephra composed of 1 to 2 cm-thick (rarely up to 6 cm-thick), pinkish, normally graded silts, capped by a clay-rich bioturbated horizon (Fig. 5). They are exclusively composed of volcanoclastic debris (glass shards and pumiceous lapilli mostly) and identified by their typical colour and high values of magnetic susceptibility (>40 SI). In places, tephra are thoroughly reworked by intense bioturbation, which suggests that the original depositional layer was less than 1 cm-thick, preventing asphyxia of the benthic fauna (Hess and Kuhnt, 1996). In this case, corrected sedimentation rates are calculated using a 1 cm thickness for highly bioturbated tephra. In this study, we assume that all tephra originate from ash-fall coincident with volcanic eruptions (Wiesner et al., 1995; Carter et al., 1995).

In places, tephra are made up of a cm-thick normally-graded lapilli layer, which differs from other tephra by their coarser grain size. These layers are composed of $>90\%$ of volcanoclastic grains of monomagmatic origin i.e. coming from the same volcanic eruption, and correspond to primary monomagmatic turbidites as defined by Schneider et al. (2001). Hence, primary monomagmatic turbidites can be treated like airfall tephra as they emplace directly after the eruption, and are therefore datable.

5.1.2. *Debrites*

This end-member facies consist of < 35 cm thick chaotic intervals of dark olive-grey silty-clay with sand, granules, pebbles and occasionally deformed stratified lithoclasts (Fig. 5). The sand to granule size material shows weak reverse grading. Debrites are composed of quartz, volcanoclastic clasts, bivalve and gastropod shells and 2-3 cm-large clasts of poorly laminated silty clays and laminated fine- to medium-clayey silts. This facies is rare, representing only five events in two cores (Tan0810-5 and MD06-3003). The chaotic facies, the absence of well-defined basal erosion and the matrix supported texture, suggest a mass transport deposit from a debris flow (Mulder & Alexander, 2001).

5.1.3. *Hemipelagite*

Hemipelagites consist of heavily bioturbated light olive-grey silty-clay. The silt fraction typically show more than 50% of volcanoclastic grains, mainly pumiceous lapilli and less than 20% of quartz grains (Figs. 5 and 6A). Foraminiferal content shows low and stable values like in turbidite tails and thus cannot be used to distinguish facies. Hemipelagites usually have the finest grain size ($<10\ \mu\text{m}$). This facies is interpreted as the result of deposition by pelagic rain in stable, deep offshore environments. It represents 20% to up to 90% of sediment volume in cores.

5.1.4. *Turbidites*

Together with hemipelagites, turbidites dominate the sedimentary record. There are a maximum of 101, 89 and 20 single turbidites per core in the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants, respectively. Turbidites are recognized by their coarser grain size and a typical fining upward trend (Fig. 5). Thickness ranges from 1–75 cm. Turbidites are usually interbedded with hemipelagites. The basal boundaries are easily identified from a change to coarser-grain size, darker color and increase in density, magnetic susceptibility and P-wave velocity. The top boundary is progressive with bioturbated contact from the turbidite tail, grading into the hemipelagite background. Compositional analysis shows a doubling in quartz grain concentrations in turbidite tails (> 50%) and slightly higher values of rock fragments and micas than in hemipelagite (Fig. 6A). All turbidites in this study are interpreted as deposited by low to medium density turbidity current as defined by Stow & Shanmugam (1980) and Bouma (1962).

Several turbidites can be stacked in sequences over up to 75 cm thick bounded by hemipelagites. These are termed herein “stacked turbidites”, as opposed to “isolated turbidites”, which consist of a single gravity-flow deposit under- and overlain by hemipelagite (Fig. 5). The small thickness of individual turbidites, the lack of thick coarse grain basal unit (<20cm) and the thick uppermost silty-clay unit in stacked turbidites suggests very low erosion at the base of individual gravity events. Hence we infer that the lack of intervening hemipelagite in stacked turbidites is due to non-deposition rather than erosion. These conditions suggest only a short duration of time between successive turbidites.

5.2. *Turbidites composition and facies*

5.2.1. *Sand Composition*

The turbidite sand fraction is predominantly composed of volcanoclastic grains and angular to rounded light mineral grains of quartz with rare feldspar (Fig. 6B). Volcanoclastic grains include angular and massive type glass shards with rare inner bubbles, and coarse and rounded pumiceous lapilli. Bubble-wall type glass shards are rare. All volcanic glass is fresh implying rapid emplacement after volcanic eruptions and reduced storage time onland or on the shelf. All cores contained a small amount of rock fragments. Other detritic grains include wood fragments, micas and heavy minerals such as pyroxene and hornblende. This class shows generally low values, but high concentrations occur in core MD06-3008 in the Hikurangi Trough where some mica-rich turbidites have been described. Rare bioclastic grains include well-preserved benthic and planktic foraminifers and shell fragments.

The turbidite composition varies between cores in the Ruatoria re-entrant, whereas it is homogeneous in Poverty re-entrant (Fig. 6B). Poverty re-entrant turbidites have higher concentrations of quartz grains compared with the Ruatoria re-entrant turbidites, probably due to the proximity of the coastal rivers (70 km and 100 km, resp.). In terms of water depth, the deepest turbidites in Poverty and Ruatoria re-entrants (Lower Paritu Basin and Hikurangi Trough, respectively) show higher concentrations of light minerals and foraminifers and reduced amount of volcanoclastic grains. In the Matakaoa re-entrant, composition is dominated by volcanoclastic grains with only minor concentrations of light minerals.

5.2.2. *Foraminiferal assemblages*

We identified 28 benthic foraminifera species, of which *Uvigerina peregrina*, *Bulimina marginata* f. *aculeata*, *Evolvocassidulina orientalis*, *Notorotalia depressa*, *Bolinita quadrilatera*, *Globobulimina pacifica* and *Quinqueloculina auberina* largely dominate. These

species are indicative of a variety of environments from the inner shelf to the abyssal plain. However, most of them are characteristic of environments seaward of the shelf break (>150m). We defined four benthic foraminiferal associations from their living water depth (Fig. 7A). The associations are basin dependant. Association 1 (0–200 m) includes shelf species and indicates remobilization of shelf sediments, such as might be expected by storm waves or hyperpycnal flows. Association 1 is only present in the Poverty re-entrant and on the Ruatoria Debris Avalanche. Association 2 (0–600 m) includes species from the shelf and the upper slope, and is characteristic of turbidites from the Matakaoa Turbidite System. Association 3 (0–1200 m) includes species with a depth range shallower than the base of the upper slope and is observed in small quantities in all basins. Association 4 (200–5000 m) has deep water species only and is characteristic of turbidites from Poverty and Ruatoria re-entrants. The proportion of planktic foraminifers shows a constant increase with depth, and therefore distance from shore, ranging from 32% at c. 1100 mbsl in the Matakaoa re-entrant to 87% at c. 3500 mbsl in the Hikurangi Trough (Fig. 7B).

5.2.3. *Turbidites facies*

Five turbidite facies were determined based on grain size, internal structures, sand composition and foraminiferal assemblage, namely muddy turbidites (T I); silt laminae turbidites (T II); silty turbidites (T III); sandy turbidites (T IV); and reverse-graded basal turbidites (T V) (Fig. 5, Fig. 6C). These are summarised below.

Muddy turbidites (T I) are characterised by dark olive-grey silty-clays, which differ from the hemipelagic background by being more darker and coarser grained (10 to 22 μm) (Fig. 5). Muddy turbidites are 1–40 cm-thick, fining upward sequences with a sharp basal contact and gradational upper boundary, in places overprinted by bioturbation. The occurrence of occasional wavy basal contacts suggest some basal erosion. Typically, muddy turbidites are composed of poorly-laminated silty-clays with occasional basal silt laminae (<1 cm-thick), overlain by massive silty-clay. The composition of sand grains shows a predominance of light minerals (83%), negligible volcanoclastic grains (3%) and a relatively high percentage of foraminifers (10%). The foraminiferal content is predominantly planktic species (85%), with benthic species only occurring as Association 4 (Fig. 6C). Muddy turbidites are interpreted as the upper subdivisions Td, Te of medium density turbidites (Bouma, 1962) or T4 to T8 subdivisions of low density turbidites (Stow and Shanmugam, 1980) deposited by very low density turbidity currents.

Silt laminae turbidites (T II) consist of irregular, <40 cm-thick sequences of interbedded, thinning and fining upward clay and silt laminae (Fig. 5). Silt laminae are usually <1 cm-thick and stacked in sets of 2 to 10. Weak cross-stratification in the basal silt laminae merge up section to planar lamination, followed by poorly laminated, then homogeneous silty-clay. Sand grains are predominantly light minerals (59%) and volcanoclastic grains (30%). Foraminiferal assemblages show a majority of planktic species (80%) and a benthic assemblage dominated by Association 4 (81%) with rare species from Associations 2 (11%) and 3 (8%) (Fig. 6C). Silt laminae turbidites are interpreted as fine-grained turbidites deposited by a low density turbidity current (T2 to T8 subdivisions of Stow and Shanmugam (1980)). They differ from stacked turbidites by their specific grain-size showing a single sequence (Fig. 5).

Silty turbidites (T III) are composed of 0.5–55 cm-thick, fining upward clayey silt sequences (Fig. 5). The basal contact is usually sharp, with little evidence of erosion. A complete graded sequence shows from base to top: (1) a massive coarse clayey silt base; (2)

laminated coarse clayey silt; (3) cross-stratified coarse clayey silt; (4) laminated fine to medium clayey silt; and in places, (5) a laminated silt and clay and (6) poorly laminated to homogeneous silty-clay top. Sand grains within silty turbidites are composed of volcanoclastic grains and light minerals (33% each) and a relatively high proportion of foraminifers (9%). In core MD06-3008, some mica-rich silty turbidites (>90% of mica) artificially increase the average value of the class “other detritic grains” (Fig. 6C). Silty turbidites are also characterised by 69% of planktic foraminifers and benthic assemblage is composed of Association 4 (73%) with a minor component from other associations (from 6 to 12% each). These clayey silt sequences are interpreted as the upper subdivisions Tc to Te of medium density turbidites (Bouma, 1962) deposited by low density turbidity currents.

Sandy turbidites (T IV) are characterised by a clean sand at the base, fining upward to clayey and silty sand sequences, typically <75 cm-thick (Fig. 5). A complete graded sequence shows from base to top: (1) massive coarse to fine-grained sand base; (2) laminated fine sand; (3) cross stratified very fine sand; (4) laminated clayey silt; and, (5) poorly laminated to homogeneous silty-clay. In places, the laminated clayey silt interval (i.e. 4) is graded and thick, and shows cross stratification passing upward to horizontal lamination and silt laminae. The basal contact is usually erosive with some evidence of scour. The composition of sand grains show high proportions of light minerals (57%) and volcanoclastic grains (29%), similar to silt laminae turbidites. However, sandy turbidites contain more rock fragments (6%) and other detritic grains (17%) than the other facies. Sandy turbidites have the lowest planktic foraminifers content (49%). Benthic foraminiferal assemblages show a high concentration of Association 4 (51%) with 19% of Associations 2 and 3 and 11% of Association 1 (Fig. 6C). These sequences are interpreted as the Ta to Te subdivisions of medium density turbidites (Bouma, 1962).

Basal reverse-graded turbidites (T V) range from 3 to 45 cm in thickness and are characterised by a reverse graded silty-sand basal unit overlain by a fining upward silty to sandy unit (Fig. 5). The basal contacts are usually sharp. Sharp to irregular contacts are observed between the reverse and normally grading units. The normally-graded upper unit consists of T II, T III or T IV. The T V turbidites are interpreted as deposits from a waxing then waning flow (Kneller, 1995). Approximately half of the T V turbidites display a basal unit composed of light coloured clayey silts with horizontal laminations, abundant large foraminifers (over 20% of the sand fraction) and sparse plant debris. These particular turbidites are labelled T Va, and show a basal texture finer than that of the hemipelagite background (eg. 920-990 cm in MD06-3009, Fig. 5). The boundary between the reverse and the normal graded sections in T Va show a sand grain composition and planktic foraminiferal concentration similar to silt laminae turbidites (TII). The benthic foraminiferal assemblage has high concentrations of Association 2 (49%) and a relatively low concentration of Association 4 (31%) compared to other turbidites (Fig. 6C). We interpret T Va as hyperpycnites as described by Mulder et al. (2003).

5.3. Age controls and sedimentation rates

Ages recovered from core material are compiled in Table 2 and 3 and summarised in Fig. 8. In the Poverty re-entrant core MD06-3003 offers a continuous chronology from c.1 ka to c.16.5 ka, but in MD06-3002 a truncated range from c.6 to c.17 ka was recovered. In the Ruatoria re-entrant MD06-3009 presents the longest record from c.1 ka to c.18 ka, whereas ages in core MD06-3008 range from c. 0.5 ka to c.16.5 ka. All short cores in the Ruatoria and

Matakaoa re-entrants exhibited dates spanning a shorter period from c.8 ka to present day except for core Tan0314-8, which shows a truncated range from c.5 to c.17 ka.

Uncorrected sedimentation rates since the LGM are highly variable on the Hikurangi Margin (Fig. 8A). They range from 15 cm/kyr in the MTS deep-sea fan to 109 cm/kyr in the Hikurangi Trough. These rates contrast with the 285cm/kyr calculated before the LGM on the Ruatoria Debris Avalanche. The hemipelagite corrected sedimentation rate throughout the Holocene (11.7 ka to present) has a considerably tighter range of 34 to 38 cm/kyr along the margin and is variable during the Late Pleistocene (17-11.7 ka) ranging from 8 cm/kyr in the Poverty re-entrant to 21 cm/kyr in the Ruatoria re-entrant.

We re-calibrated the ages from *Marion Dufresne* core MD97-2121 in southern Hawkes Bay (Carter et al., 2008), following our methodology to yield a revised sedimentation rate (Fig. 8B) of ~37 cm/kyr, constant for the last 40 ka. Since, MD97-2121 reportedly only contains hemipelagite sediments (Carter et al., 2008), this value corresponds to the corrected sedimentation rate in that location. This rate is similar to the corrected Holocene sedimentation rates that we calculated in this study suggesting that turbidite deposition did not significantly affect the background sedimentation record. For the Late Pleistocene, the rate of 37 cm/kyr contrasts with the observed fluctuations in Poverty and Ruatoria re-entrants (8-21 cm/kyr), suggesting either differential erosion by successive gravity flows or a localised decrease of hemipelagite sediment fluxes. Considering the coarser grain size of turbidites during that time, the basal erosion hypothesis is preferred here.

5.4. Main patterns of turbidite activity in the different re-entrants

5.4.1. Poverty re-entrant

The recent (<17ka) turbidite activity of the Poverty re-entrant is sampled in the two Paritu mid-slope basins.

Upslope over the last c. 17 ka, the Paritu Trough records variable Terrigenous Accumulation Rate (TAR), turbidite frequencies and grain size with less than 20-30% of stacked turbidites. A change in recorded sedimentation appears at c. 12 ka with high TAR (95 cm/kyr), high turbidite frequency (6.2 turb/kyr; turb for turbidites), and a majority of coarse grained turbidites from 17 to 12 ka, and moderate TAR (49cm/kyr), moderate turbidite frequency (3.7 turb/kyr) and a majority of fine grained turbidites from 12 ka to present day (Figs. 9 and 10, Table 4).

Downslope, during the truncated period sampled c. 17 – 6 kyr, the Lower Paritu Basin shows a high and constant TAR (69 cm/kyr) with 30% of stacked turbidites. As in the Paritu Trough, a change at c. 12 ka is discernible with moderate turbidite frequency (4.4 turb/kyr) and coarse grained turbidites from 17 to 12 ka as opposed to high turbidite frequency (6.7 turb/kyr) and fine grained turbidites from c. 12 to 6 ka (Figs. 9 and 10, Table 4).

These results shows two distinct periods of sedimentation in the Poverty re-entrant (Table 4): (1) the 17-12 kyr period characterised by coarse grained, silty to sandy turbidites and (2) the 12-0 kyr period characterised by fine grained, silt laminae to silty turbidites (Figs. 9 and 10). This change in turbidite grain size is punctuated by a sharp spatial migration of high turbidite frequencies and TAR from the Paritu Trough during the 17-12 kyr period to the Lower Paritu Basin through the 12-0 kyr one.

5.4.2. Ruatoria re-entrant Turbidite Sedimentation

The three areas sampled in the Ruatoria re-entrant show distinct sedimentation patterns, with turbidites fining and increasing in frequency basinward.

(1) The gullied upper slope shows a stable depositional pattern from 7.9 ka to the present day. However, turbidite sedimentation varies laterally depending on geomorphology. The sampled channelized area comprises from north to south (Fig. 3): a northern channel (Tan0810-5) characterised by a stack of debrites and turbidites with the youngest dated at c.0.8 ka, a levee (Tan0810-2) with low TAR (28 cm/kyr) and turbidite frequency (2.1 turb/kyr), variable turbidite grain size and up to 40% of stacked turbidites, and a southern channel (Tan0810-3) characterised by extremely low TAR (3-18 cm/kyr) and turbidite frequency (0.4cm/kyr), and fine grained turbidites. These results suggest that turbidite activity is concentrated in the northern channel. In contrast, the isolated plateau northern of the channelized area (Tan0810-1) records no turbidites except one, the Taupo primary monomagmatic turbidite.

(2) Small troughs on the Ruatoria Debris Avalanche (MD06-3009) record strong variations in turbidite sedimentation over the last c.18.5 ka with a sharp boundary at c. 17 ka (Figs. 11 and 12, Table 5). The period 18.5-17 kyr is characterised by extremely high TAR (261 cm/kyr) and turbidite frequency (9.1 turb/kyr), and coarse grained turbidites while the period 17-0 kyr shows moderate TAR, low turbidite frequencies and fine grained turbidites. A minor change is supposed at c. 7 ka with slightly lower TAR (56 cm/kyr) and turbidite frequency (1.5 turb/kyr) from 17 to 7 ka than during the 7-0 period (62cm/kyr and 1.9 turb/kyr).

(3) The Hikurangi Trough shows temporal variations in turbidite sedimentation over the last c. 17 ka as well as spatial fluctuations depending on geomorphology. At the mouth of the Ruatoria channel (MD06-3008, Fig. 3), a boundary at c. 7 ka separates the 17-7 kyr period characterised by high TAR (91 cm/kyr) and turbidite frequency (5 turb/kyr), variable turbidite grain size with 30% of stacked turbidites, and the 7-0 kyr period characterised by moderate TAR (56 cm/kyr) and turbidite frequency (2.4 turb/kyr), fine grained turbidites with only 5% of stacked turbidites. During the first 17-7 kyr period, minor changes in turbidite grain size are recorded at c. 12 ka with coarse grained turbidites from 17 to 12 ka and fine grained turbidites occurring from 12 to 7 kyr. In isolated areas not fed by large channels (Tan0810-6), turbidite sedimentation during the period 7-0 kyr is different, characterised by low TAR (28 cm/kyr), low turbidite frequency (1.4 turb/kyr), coarse grained turbidites and 50% of stacked turbidites.

Consequently, the turbidite sequence in the re-entrant can be divided into three periods (Table 5): (1) 18.5-17 kyr characterised by high TAR and turbidite frequencies, a majority of stacked turbidites and coarse grained, silty to sandy turbidites; (2) 17-7 kyr characterised by a decrease in the overall TAR and turbidite frequencies, fewer stacked turbidites and a progressive fining upcore; and, (3) 7-0 kyr characterised by a moderate TAR and low turbidite frequencies, generally high proportions of stacked turbidites except in the Hikurangi Trough and a dominance of fine grained turbidites.

5.4.3. *Matakaoa Turbidite System Sedimentation*

Geographically, we differentiate three regions, from the shelf edge to the deep basin (Figs. 5 and 13, Table 6):

(1) The canyon floor (Tan0314-86) which contains a stack of turbidites. No ages are available to date these deposits, but the absence of hemipelagite drape at the top of the core argues for very recent deposits and a high frequency of flows.

(2) The channel-levee complex which contains c. 90% of hemipelagites from ~5 ka to Present both on levees (cores Tan0810-10, -11 and -13) and into the channel (cores Tan0810-9 and -12). This period shows extremely low TAR (8 cm/kyr in the channel and 3 cm/kyr on the levees), low turbidite frequency (up to 1.8 turb/kyr on levees) and relatively rare stacked turbidites (<25%). Turbidite grain size ranges from sandy to muddy turbidites.

(3) The deep-sea fan (Tan0314-8) which records turbidites in a truncated period starting before 17 ka to 5 ka. A sharp boundary at c. 17 ka is identified. The period pre-17 kyr

contains only a stack of fine grained turbidites. The lack of datable material below 16,677 cal. yr BP (Fig. 13, Table 3), prevents an estimate of sedimentation rate and turbidite frequencies. The period 17-5 kyr is characterised by extremely low TAR (7 cm/kyr) and turbidite frequency (0.9 turb/kyr), with rare stacked turbidites (10%). Turbidite grain size and occurrence show a period from 12 to 9.5 ka free of turbidites, that separates silty turbidites from 12 to 17 ka from muddy turbidites from 9.5 to 5 ka. A thin hemipelagite drape is recorded younger than 5 ka, suggesting that no turbidite deposition occurred since that age.

These results show three depositional periods in the MTS (Fig. 13, Table 6). (1) The first period, older than 17 ka, is characterised by a deep-sea fan with a stack of turbidites implying a constant growth with continuous activity of the MTS. (2) The period 17-5 kyr is characterised by a decrease in turbidite frequency and TAR in the fan, and a progressive fining-up texture. (3) The period 5-0 kyr is characterised by hemipelagite sedimentation in the turbidite plain and deep-sea fan, low TAR concentrated in the channel and a moderate turbidite frequency, with thin and fine turbidite layers infilling the head of the canyon.

6. DISCUSSION

The detailed characterisation of the turbidites in this study enables a wider re-examination of the parameters that control turbidite deposition at a c. 18 ka timescale along northeastern New Zealand including: (1) changes in slope morphology, (2) glacio-eustatic sea-level variations and (3) changes in sediment supply. Triggering mechanisms generating turbidites at a centennial timescale are then examined with a particular discussion on the relative contribution of climate (floods) and tectonic (earthquakes).

6.1. Control parameters on turbidite sedimentation

6.1.1. *Local changes in slope morphology*

Large continental slope failures, such as the one that formed the Matakaoa re-entrant, are known to reorganize down-slope sediment pathways controlling basin sediment supply (e.g. Joanne et al., 2010). In the Poverty re-entrant, the successive margin collapses have created two distinct sedimentary systems : the Poverty Canyon System and the Paritu mid-slope basins (Orpin, 2004; Pedley et al., 2010). In the Paritu Trough, the Poverty Debris Avalanche (PDA) has also most likely impacted the sedimentary dynamics of the mid-slope basins. Our data provide evidence of reorganisation of the sedimentary system over the last 18 kyr and incidentally allow a first age estimation of the PDA.

Since the emplacement of the PDA in the Paritu Trough, gravity flows descending from the upper-slope gullies are pseudo-channelized along the Paritu Channel, constrained by the relief of the PDA, and flow downslope to the Lower Paritu Basin (Fig. 2). Core data confirm this dynamic with overbank deposits in the Paritu Trough and fan lobes deposits in the Lower Paritu Basin (Table 4). This channelized activity has been constant for the last c.12 ka. Prior to that time, sediment was mainly captured in the Paritu Trough, as demonstrated by the higher TAR and higher frequency of coarse-grained turbidites in the Paritu Trough, compared with that of the Lower Paritu basin (Table 4). This change in the sedimentary routing at c.12 ka is not recorded in the nearby Ruatoria re-entrant, suggesting that it is not controlled by global climatic drivers. We interpret this change to a local reorganization associated with the emplacement of the PDA. Such event would have also eroded the widespread Waiohau tephra (13,635 cal. yr BP) in the Paritu Trough. Based on these observations, we estimate the age of the PDA at 12-13.5 ka. Similar basin evolutions have been interpreted in Miocene trench-

slope basins along the Hikurangi Margin (Bailleul et al., 2007) with : (1) the pre-PDA period corresponding to a low-gradient submarine ramp system, when the Paritu Trough is the main collecting basin, (2) the emplacement of the PDA to a large submarine slide, and (3) the post-PDA period to a fine-grained sand-rich submarine fans system, when the two basins are connected.

6.1.2. Influence of glacio-eustatic sea-level variations

During the lowstand period (> 17 ka), the coastline along the northern Hikurangi margin was c.120 m below present day sea level (Gibb, 1986; Pillans et al., 1998)(Fig.1). The very high sedimentation rates recorded in MD06-3009 (261 cm/kyr and 9.1 turb/kyr being minimum values since the core is located on a perched basin) and the high proportion of rock fragments contained in turbidites are consistent with strong connectivity between rivers and continental slope (Fig. 6D). Although no LGM sedimentation rates could be derived for the Matakaoa re-entrant (Fig. 13), the thick sequence of stacked turbidites indicates sustained high sediment supply from the nearby rivers. Here, the paleo-Waiapu River was very likely connecting to the Matakaoa Turbidite System (MTS) through the Matakaoa Canyon (Joanne et al., 2010) (Figs. 1 and 4) and to the Ruatoria re-entrant through the dense network of upper slope gullies (Fig. 3). Similarly, during the LGM in the Poverty re-entrant, the Waipaoa River likely directly fed the Poverty Canyon System bypassing the Paritu Trough and Lower Paritu Basin (Lewis et al., 1998; Orpin, 2004).

During the marine transgression (17-7 kyr), the coupling between East Coast rivers and slope basins was progressively cut-off. Terrigenous sedimentation rates and turbidite frequencies decreased noticeably in the MTS (7 cm/kyr and 0.9 turb/kyr) and in the Ruatoria re-entrant (56 cm/kyr and 1.5 turb/kyr). The proportion of rock fragments also drastically decrease (Fig. 6D). This net decrease in TAR to the slope basins is consistent with the large volume of post-glacial sediment trapped on the shelf (Lewis et al., 2004; Orpin 2004, Paquet et al. 2009, Gerber et al, 2010). Further seaward in the Hikurangi Trough, the high level of activity in the channel (MD06-3008) compared to the low activity in the channel-levees overbank (MD06-3009) suggests that the size of gravity flows during the transgression was smaller than during the lowstand and contained within the channel.

During the highstand (7-0 kyr), Paquet et al. (2009), Gerber et al. (2010) and Wolinsky et al. (2010) show that riverine sediments were stored in fluvial valleys onland and on the inner shelf. The constant and uniform rates of accumulation of terrigenous material (TAR) in the Poverty and Ruatoria re-entrant from the time of the Whakatane tephra (cal. 5530 BP), corroborate this observation. But a TAR value of 55 cm/kyr in slope basins and in the Hikurangi Trough also suggests that riverine dispersal extends beyond the shelf basin to deliver sediments to the upper slope. This is in slight contrast with the near-full shelf capture scenario proposed by Gerber et al. (2010) for the Poverty shelf, but consistent with observations in the Ruatoria outer shelf. There, Addington et al. (2007) and Kniskern et al. (2010) show that part of Holocene river sediments by-pass locally the shelf and reach the upper slope. This is confirmed in this study by sedimentological and morphological evidence showing differential upper slope channelized activity: the active northern channel (Tan0810-5 and -2) connects upslope to incised V-shape gullies where sediment bypassing is observed while the inactive southern channel (Tan0810-3) connects upslope to smooth gullies where shelf depocenters trap shelf sediments. In the MTS, the thin layer of hemipelagite draping the deep-sea fan indicates that no turbidites reach the fan. In the channel-levee complex, low TAR (3 to 8 cm/kyr) and low turbidite frequency (1.8 turb/kyr), together with the dominance of hemipelagites, indicate that the MTS is mainly inactive.

From these observations we propose that during the LGM, rivers were closely-coupled to submarine canyons, supplying point source sedimentary systems such as the MTS and the

Poverty Canyon System. At this time, linear source systems, such as the Poverty mid-slope basins, may record low activity as they were nourished via advective dispersal and longshore transport. The Ruatoria re-entrant represents a composite system because of its high activity and linear source morphology associated to a short-lived connection with the Waiapu River. As sea level rises, the coupling between riverine supply and submarine canyons wanes with a widening distance between river mouths and canyon heads and the sequestration of the sediment load on the shelf. Point source systems activity sharply decreases while linear source activity increases as rivers sediments are stored on the shelf edge and not flushed out to deep sea through the canyons. During highstand conditions, point source systems are mainly inactive because of the lack of direct sediment input: the head of the Poverty Canyon is partly buried by Late Holocene shelf sediments (Walsh et al., 2007); the Matakaoa Canyon is filled by thin turbidites which episodically reach the channel-levee complex. Linear source systems record stable activity because of the large width of their source area, active slumping at the shelf edge (Lewis et al., 2004), sediment by-passing the shelf (Addington et al., 2007; Alexander et al., 2010; Kniskern et al., 2010) and the presence of numerous gullies, preventing thick sediment wedge accumulation.

6.1.3. Impact of changes in sediment supply to the slope

Coarse sandy and silty turbidites deposited older than c. 12 ka contrast with the concentration of fine silty to muddy turbidites during 12-0 kyr, with no variations in the TAR (Figs. 10, 12 and 13). The change in turbidite facies at c.12 ka, coeval of the Pleistocene/Holocene climatic boundary, is very likely a consequence of the combined effect of abrupt climatic control on sediment supply and glacio-eustatic fluctuations.

Deposition of coarse turbidites in deep basins is consistent with cold and dry climatic conditions favouring high erosion onland (McGlone, 2001; Okuda et al., 2002; Mildenhall and Orpin, 2010). The subsequent coarse eroded material is transported by Raukumara rivers to a narrow, 5-15 km wide, continental shelf with relatively low trapping efficiency. On the contrary to this, fine turbidites are associated with warm and moist conditions of the Holocene and a wide (20-30 km wide) continental shelf with high trapping efficiency (Paquet et al., 2009; Gerber et al., 2010). Despite the large sediment load provides by river incision (Litchfield & Berryman, 2005), the coarse material is trapped on the wide highstand continental shelf and cannot reach shelf edge and upper slope to generate coarse turbidites.

This change in turbidite facies is well represented and abrupt in deep sea cores MD06-3002, -3003 and -3008 (Figs. 10 and 12). For core MD06-3009 collected on the Ruatoria channel levee 250 m above the main sediment pathway, the fining in turbidite texture occurs at c.17 ka. Since channel levees construction is primarily controlled by flow volumes, their drastic decrease accompanying the disconnection between the Waiapu River mouth and the upper slope at the initiation of the marine transgression (c.17ka) have reduced the overbank deposition efficiency. As a consequence, the climatic impact in that core is less discernible and glacio-eustatic fluctuations may have primarily control the source and delivery of sediments.

6.2. Turbidite generation and triggering mechanisms

Known triggering mechanisms of turbidites generally involve large earthquakes (Goldfinger et al., 2003; St Onge et al., 2004; Blumberg et al., 2008; Noda et al., 2008; Beck, 2009), tsunamis (Shanmugam, 2006), storm waves (Mulder et al., 2001; Puig et al., 2004), volcanism (Schneider et al., 2001) and catastrophic floods (Mulder et al., 2003; St Onge et al., 2004; Beck, 2009). Other possible mechanisms such as sediment overloading or gas hydrate destabilization are assumed to be indirect effects of regional changes like increase of sediment

delivery or glacio-eustatic sea-level variations. Because large earthquakes, tsunamis and storm waves are all able to originate turbidity currents on the upper slope, the distinction by using their subsequent deposits is extremely hazardous. However, large storm and tsunami waves affect the seafloor up to a maximum depth of 80-120 mbsl (Mulder et al., 2001; Puig et al., 2004; Shanmugam, 2006). Since the present-day and highstand shelf edge is lying between 150 and 200 mbsl, these processes are unlikely to generate turbidites over the last 7 ka at the difference of earthquakes. Only six large volcanic eruptions are directly associated with primary monomagmatic turbidites in the last c. 18 kyr (Figs. 9, 11 and 13), demonstrating that volcanism is a minor process for turbidite generation and will not be discussed fully in the following. Finally, catastrophic floods generating particular turbidites easily distinguishable from others are discussed below.

6.2.1. Catastrophic floods

Flood-induced turbidites, recorded as hyperpycnites (Mulder et al., 2003), have been recognized in deep sea basins as far as 700 km away of a river mouth when there is close spatial coupling to deeply incised canyon heads (Nakajima, 2006; Nakajima et al., 2009). In contrast, on the Hikurangi Margin, rivers were connected to canyon heads only during the last sea-level lowstand and disconnected during the present day highstand. Over the last 150 yrs of catchment deforestation on the Raukumara Peninsula, river discharges attain the threshold for hyperpycnal flows around once a year for the Waiapu River and every 40yr for the Waipaoa River (Hicks et al., 2004). The 1-in-100 year flood caused by Cyclone Bola in 1988 led to thick deposits on the Poverty shelf speculated to have been the result of hyperpycnal flows (Foster & Cater, 1997; Brackley et al., 2010). The 7,200 year sedimentary record of Lake Tutira (Orpin et al., 2010; Page et al., 2010) suggested seven catastrophic storms greater in magnitude than Cyclone Bola (Sinclair, 1993), and twenty-five large storm periods (40-400 yr-long) similar to Cyclone Bola. Such periods generate intense erosion of the catchment and increase sediment delivery to the shelf. Consequently, there is compelling circumstantial evidence that several hyperpycnal flows could have occurred in the Waipaoa and Waiapu Rivers since the LGM, even under forest cover.

We have identified a total of nine hyperpycnites since the LGM along the northern Hikurangi Margin. They are dated at $2,930 \pm 190$, $7,657 \pm 137$, $11,544 \pm 184$, $12,863 \pm 288$, $14,011 \pm 347$ and $15,681 \pm 624$ cal. yr BP, in Poverty re-entrant and at $9,266 \pm 170$, $9,594 \pm 218$, and $10,882 \pm 255$ cal. yr BP in Ruatoria re-entrant. None have been identified in the Matakaoa Turbidite System. They represent only ~3% of the total turbidites identified in Poverty and 4% in Ruatoria. Most of them are recognized during the marine transgression (7-17 kyr). Another flood event is inferred to occur just after the Taupo eruption when we observe a primary monomagmatic turbidite, locally overlying the Taupo tephra and containing macroscopic wood fragments. This turbidite is interpreted as related to a catastrophic flood washing over the thick volcanic drape deposited all over the North Island.

Only one hyperpycnite is recorded during the present day highstand. Compared to onland climate proxies, this $2,930 \pm 190$ cal. yr BP hyperpycnite (MD06-3003, Fig. 9) is contemporaneous of a thick heavy rainfall-related bed recorded in Lake Tutira at c. 2,950 cal. yr BP. This bed is the thickest one since 4 ka and the second thickest since the origin of the lake at 7.2 ka, and is part of a suite of seven thick storm beds interpreted as the result of catastrophic rainfall events over 500 mm/day (Orpin et al., 2010). These seven events exceeded in magnitude the 1988 Cyclone Bola (300mm/day; Sinclair, 1993). The deep-sea record of only one of these seven events shows that there is no systematic relationship between hyperpycnite occurrence in deep basins and large onshore flood events. This is in good agreement with the presence of the 25-30 km wide shelf, which reduces connectivity between river mouths and the upper slope. However, the 2,930 cal. yr BP hyperpycnite occurs

during the ENSO-dominated climatic regime described by Gomez et al. (2004), which began ~4 ka ago. This period corresponds to an increase in storminess and the transition from fluvial incision to landsliding as the dominant mode of sediment production onland. This particular climatic regime coupled with an exceptional heavy rainfall could possibly have increased the sediment load over the minimum threshold to produce a hyperpycnite in the deep sea.

We believe that the two hyperpycnites dated at $11,544 \pm 184$ and $10,882 \pm 255$ cal. yr BP in the Poverty and Ruatoria re-entrants respectively can be related to large floods of the Waipaoa and Waiapu rivers. There is a temporal link between these floods and the warm climatic period (11.6-10.8 kyr) defined by Alloway et al. (2007), which occurs just after the Late Glacial Cold Reversal, known as a cooler climatic period with temporary expansion of grassland and shrubland in northern North Island. Following the river incision model developed by Litchfield & Berryman (2005), the Late Glacial Climate Reversal may have created high erosion and aggradation of fluvial terraces due to low stream power. The warm period increases the stream power which incises the newly formed terrace and consequently generate high river loading and delivery. The coupling with a large storm such as Cyclone Bola or greater, would have generated suitable conditions to deposit hyperpycnite in deep basins, as for the 2,930 cal. yr BP hyperpycnite. There is also a possibility with the age uncertainties that the two hyperpycnites in the Poverty and Ruatoria re-entrants were synchronous and record a single catastrophic event. A better age model is needed to confirm this synchronicity and the occurrence of a large storm at that time.

The timing of other hyperpycnites recognised during the transgression period ($7,657 \pm 137$, $9,266 \pm 170$, $9,594 \pm 218$, $12,863 \pm 288$, $14,011 \pm 347$ and $15,681 \pm 624$ cal. yr BP) closely correspond to five stillstand periods (c. 7.5, 9.5, 12.5, 13.7, 15.7 ka) identified regionally (Carter and Carter, 1986; Carter et al., 2002). Similarly to previously, these hyperpycnites may be the record of extremely large storms and catastrophic floods occurring during stillstands resulting in periods of enhanced sediment flux reaching the deep ocean (Carter et al., 2002).

6.2.2. Large earthquakes

Earthquakes have been identified as the dominant triggering mechanisms in numerous active margin settings during the Late Holocene (e.g. Goldfinger et al., 2003; Blumberg et al., 2008; Noda et al., 2008). Evidences of prehistoric large earthquakes $M_w > 7$ are derived from the 9 ka record of uplifted or subsided marine terraces (Cochran et al., 2006; Hayward et al., 2006; Wilson et al., 2006; Wilson et al., 2007), which provide an average return time of 670 yrs (150-1500 yr). However, this earthquake record may be incomplete and underestimated since uplift and subsidence episodes are mainly driven by near-shore upper plate fault ruptures (Wilson et al., 2007).

Sedimentological evidences have confirmed that volcanism and catastrophic floods are minor triggering mechanisms of turbidites since the LGM i.e. a small amount of identified primary monomagmatic turbidites and flood-induced turbidites and low proportion of rock fragments in turbidites (Fig. 6B-D). Most of the turbidites originate deeper than the shelf break as confirmed by the dominance of deep water foraminiferal assemblages since the LGM, despite sea-level fluctuations (Fig. 7A and D). This is particularly marked during the highstand (last 7 ka; Fig. 7D) when foraminiferal assemblages show a majority of deep water species (70% of Association 4) and a negligible amount of shelf species (<5% of Association 1). The 20% of shelf and upper slope species (Association 2) are attributable to local conditions in the Matakaoa re-entrant (Fig. 7B). Therefore, turbidites deposited during the highstand unlikely to be flood or volcanism related are supposed to be triggered by large earthquakes, with tsunami and storm waves being efficient triggering mechanisms only during early marine transgression and lowstand.

The calculated mean return times of turbidites for the last 7 ka in the Poverty (MD06-3003) and Ruatoria re-entrant (MD06-3008) and in the MTS (Tan0810-11) are 270, 410 and 430 years, respectively (Figs. 10 and 12). The return time in the three re-entrants is smaller than estimates of near shore upper plate fault ruptures from onland records (670 years; Cochran et al., 2006; Hayward et al., 2006; Wilson et al., 2006; Wilson et al., 2007). This is consistent with the high seismic activity of the Hikurangi Margin (Reyners, 1998; Reyners and McGinty, 1999; Wallace et al., 2009).

Similar return times in the Ruatoria and Matakaoa re-entrants suggest that both basins share the same tectonic regime with a large earthquake every 420 yr in average. The difference with the Poverty re-entrant may reflect a variation in tectonic activity. Poverty re-entrant is located at the boundary of two rupture segments of the subduction interface (Wallace et al., 2009) and is also the area where most of coastal paleo-earthquake evidences are reported. Consequently, the 270 year return time estimated for large earthquakes in the Poverty re-entrant very likely includes the fourteen near-shore faults ruptures identified and dated onland (Cochran et al., 2006; Hayward et al., 2006; Wilson et al., 2006; Wilson et al., 2007), as well as offshore upper plate faults and subduction interplate ruptures.

Core MD06-3009, collected on the Ruatoria Debris Avalanche 250 m above the main sediment pathway, shows the longest turbidite return time (850 years) over the last 7 ka (Fig. 11). Since core MD06-3009 is located on a topographic high, we infer that this return time represents only the large to very large earthquakes record (interplate?), which trigger extremely large turbidity currents able to deposit sediments onto the Debris Avalanche. Similar conclusions have been drawn along the Chile active margin (Blumberg et al., 2008). Furthermore, most turbidites identified in the core are stacked turbidites, which are interpreted elsewhere to be associated with very large subduction earthquakes (Goldfinger et al., 2003; Nakajima and Kanai, 2000).

7. CONCLUSION

This study presents a detailed history of turbidite sedimentation captured in a series of cores collected from the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants that indent the active northern Hikurangi Margin, eastern New Zealand. Sedimentological analyses combined with strong chronological control afforded by numerous radiocarbon dates and tephra identifications, enabled us to identify and characterise more than a thousand turbidites in the late Quaternary basin sequence.

The last post-glacial sequence is overwhelmingly terrigenous, and composed of alternating cm-thick turbidites and hemipelagites, with sparse tephra layers and extremely rare mass transport deposits. Colour is the key parameter in the distinction between hemipelagite and turbidites. The composition of the silt fraction determines colour: hemipelagites mostly contain volcanoclastic grains, usually pumiceous lapilli, while turbidite tails are mainly quartz grains. Turbidite sand is predominantly composed of quartz and volcanoclastic grains indicative of a remobilisation of material supplied by the adjacent muddy rivers. Benthic foraminifers within the turbidites suggest an upper slope origin. Five facies of turbidites are recognised : muddy turbidites, silt laminae turbidites, silty turbidites, sandy turbidites and basal reverse-graded turbidites, which include flood-induced hyperpycnites.

Turbidites are deposited continuously throughout the c. 18 ky period captured in the cores. Glacio-eustatic variations strongly control turbidite accumulation. During the last lowstand, closely-coupled fluvial sources directly fed submarine canyon heads for the Poverty Canyon and Matakaoa Turbidite Systems, bypassing intraslope basins of the Paritu and Ruatoria re-entrants. In contrast, during highstand conditions, continuous and stable turbidite generation

occurs within the intraslope basins but point source fed systems are inactive. Also, in deep portions of the margin, the Holocene/Pleistocene climatic boundary is imprinted as a sharp sedimentary boundary at c.12 ka, separating coarse silty-sandy turbidites (18-12 kyr) from fine muddy-silty turbidites (12-0 kyr) with no impact on the overall accumulation rate. Seabed morphology affects turbidites emplacement and frequency. A change in turbidite sedimentation provides new evidence of the emplacement of the Poverty Debris Avalanche in the Paritu Trough at 12-13.6 ka.

Catastrophic floods are recognized as a rare triggering mechanism for turbidite generation, with only nine hyperpycnites recognized since the LGM. The most recent hyperpycnites, dated at c. 2,930±190 cal. yr BP is contemporaneous with a storm-bed from lacustrine records. Despite the high annual flood frequency for the muddy rivers draining the Raukumara ranges, hyperpycnites might only be generated during the most extreme climatic events.

Large earthquakes are the most plausible triggering mechanism for the turbidite sequence described from the northern Hikurangi Margin over the last 7 kyr. During that period, the average return time of turbidites is shorter than the coastal records of large earthquakes, since coastal records reflect only proximal near-shore fault ruptures and the preservation potential is reduced due to terrestrial erosion. The Matakaoa and Ruatoria re-entrants suggest similar return times, implying a similar tectonic regime, with an average return time for large earthquakes of 420 yr. The Poverty re-entrant shows many more turbidite-triggered earthquakes, with a mean return time of 270 yr. One core, specifically collected on a topographic high, contains evidence of very large earthquakes with an average return time of 850 yr.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was funded by the Centre National de la Recherche Scientifique – Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS-INSU Research Program “Aleas, risques et catastrophes telluriques”) and the New Zealand Foundation for Research Science and Technology (FRST Research contract C01X0801 Paleoseismicity of the Alpine Fault and Hikurangi Margin). The French Ministry of Foreign Affairs (French Embassy in Wellington) and the Université Européenne de Bretagne provided support funds for international travel expenses. The Geosciences Department (UMR 6118 CNRS-Université Rennes1) and NIWA Wellington provided technical supports for analysis and data acquisition. The authors also thanks Sébastien Migeon (Géosciences Azur) for help with core description; Lionel Carter (Victoria University) for constructive comments; Lisa Northcôte and Helen Bostock (NIWA) for help in foraminifers picking and Anne-Laure Verdier (NIWA) for assistance with bathymetric data.

REFERENCES

- Addington, L.D., Kuehl, S.A., McNinch, J.E., 2007. Contrasting modes of shelf sediment dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand. *Marine Geology* 243, 18-30.
- Alexander, C.R., Walsh, J.P., Orpin, A.R., 2010. Modern sediment dispersal and accumulation on the outer Poverty continental margin. *Marine Geology* 270, 213-226.
- Alloway, B.V., Lowe, D.J., Barrell, D.J.A., Newnham, R.M., Almond, P.C., Augustinus, P.C., Bertler, N.A.N., Carter, L., Litchfield, N.J., McGlone, M.S., Shulmeister, J., Vandergoes, M.J., Williams, P.W., Members, N.I., 2007. Towards a climate event stratigraphy for New

Zealand over the past 30 000 years (NZ-INTIMATE project). *Journal of Quaternary Science* 22, 9-35.

Bailleul, J., Robin, C., Chanier, F., Guillocheau, F., Field, B., Ferriere, J., 2007. Turbidite systems in the inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zealand): New constraints on the development of trench-slope basins. *Journal of Sedimentary Research* 77, 263-283.

Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews* 96, 327-344.

Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echtler, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H., Oncken, O., 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 526-539.

Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysh deposits. A graphic approach to facies interpretation.* Elsevier, p. 168.

Brackley, H.L., Blair, N.E., Trustrum, N.A., Carter, L., Leithold, E.L., Canuel, E.A., Johnston, J.H., Tate, K.R., 2010. Dispersal and transformation of organic carbon across an episodic, high sediment discharge continental margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270, 202-212.

Brook, M.S., Brock, B.W., 2005. Valley morphology and glaciation in the Tararua Range, southern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48, 717-724.

Brown, L.J., 1995. Holocene shoreline depositional processes at Poverty Bay, a tectonically area, northeastern North-Island, New Zealand. *Quaternary International* 26, 21-33.

CANZ, 2008: New Zealand Region Bathymetry, 1:4 000 000, 2nd edition. NIWA chart, Miscellaneous Series N°85 <<http://bathymetry.co.nz/>>.

Camp, R.L., 2009. Distribution of benthic foraminifera of the Waipaoa river margin, North Island, New Zealand: Implications for sediment transport. Unpublished Master Thesis, East Carolina University, 157p.

Canals, M., Lastras, G., Urgules, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Bastist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COASTA project. *Marine Geology* 213, 9-72.

Carter, L., 2001. A large submarine debris flow in the path of the Pacific deep western boundary current off New Zealand. *Geo-Marine Letters* 21, 42-50.

Carter, L., Carter, R.M., 1986. Holocene evolution of the nearshore sand wedge, South Otago continental shelf, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 29, 413-424.

Carter, L., Lamarche, G., Dunkin, M., Mitchell, J., Northcôte, L., Wilcox, S., Kuehl, S., Addington, L., Kniskern, T., Romine, H., Brackley, H., Migeon, S., McNinch, J., Misalis, J., Scione, J., 2003. TAN0314 Research Voyage Report, unpublished NIWA Internal report, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.

Carter, L., Manighetti, B., 2006. Glacial/interglacial control of terrigenous and biogenic fluxes in the deep ocean off a high input, collisional margin: A 139 kyr-record from New Zealand. *Marine Geology* 226, 307-322.

Carter, L., Manighetti, B., Elliot, M., Trustrum, N., Gomez, B., 2002. Source, sea level and circulation effects on the sediment flux to the deep ocean over the past 15 ka off eastern New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 339-355.

Carter, L., Manighetti, B., Ganssen, G., Northcôte, L., 2008. Southwest Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal - Younger Dryas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 260, 284-298.

Carter, L., Nelson, C.S., Neil, H.L., Froggatt, P.C., 1995. Correlation, dispersal, and presentation of the Kawakawa tephra and other Late Quaternary tephra layers in the southwest Pacific Ocean. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 38, 29-46.

Chiswell, S.M., 2000. The Wairarapa Coastal Current. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34, 303-315.

Cochran, U., Berryman, K., Zachariassen, J., Mildenhall, D., Hayward, B., Southall, K., Hollis, C., Barker, P., Wallace, L., Alloway, B., Wilson, K., 2006. Paleocological insights into subduction zone earthquake occurrence, eastern North Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1051-1074.

Collot, J.Y., Delteil, J., Lewis, K.B., Davy, B., Lamarche, G., Audru, J.C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., deLepinay, B.M., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B., Uruski, C., 1996. From oblique subduction to intra-continental transpression: Structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side-scan sonar and seismic reflection. *Marine Geophysical Researches* 18, 357-381.

Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 106, 19271-19297.

DeMets, C., Grodon, R. G., Argus, D. F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191-2194.

Foster, G., Carter, L., 1997. Mud sedimentation on the continental shelf at an accretionary margin - Poverty Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 40, 157-173.

Gerber, T.P., Pratson, L.F., Kuehl, S., Walsh, J.P., Alexander, C., Palmer, A., 2010. The influence of sea level and tectonics on Late Pleistocene through Holocene sediment storage along the high-sediment supply Waipaoa continental shelf. *Marine Geology* 270, 139-159.

Gibb, J., 1986. A New Zealand regional Holocene eustatic sea-level curve and its application to determination of vertical tectonic movements. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24, 377-395.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E., Shipboard Sci, P., 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics* 46, 1169-1194.

- Gomez, B., Carter, L., Trustrum, N.A., 2007. A 2400 yr record of natural events and anthropogenic impacts in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores: Waipaoa sedimentary system, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 119, 1415-1432.
- Gomez, B., Carter, L., Trustrum, N.A., Palmer, A.S., Roberts, A.P., 2004. El Nino Southern Oscillation signal associated with middle Holocene climate change in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores, North Island, New Zealand. *Geology* 32, 653-656.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Carter, R., Cochran, U., Lipps, J.H., Shane, P.R., Morley, M.S., 2006. Micropaleontological evidence of large earthquakes in the past 7200 years in southern Hawke's Bay, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 25, 1186-1207.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Neil, H.L., Buzas, M.A., 2010. Recent New Zealand deep-water benthic foraminifera: Taxonomy, ecologic distribution, biogeography, and use in paleoenvironmental assessment. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph, Lower Hutt, New Zealand* 26, 363p.
- Hess, S., Kuhnt, W., 1996. Deep-sea benthic foraminiferal recolonization of the 1991 Mt Pinatubo ash layer in the South China Sea. *Marine Micropaleontology* 28, 171-197.
- Hicks, D.M., Gomez, B., Trustrum, N.A., 2004. Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at river mouths: East Coast Continental Margin, North Island, New Zealand. *Journal of Geology* 112, 471-485.
- Hicks, D.M., Shankar, U., 2003. Sediment yield from New Zealand rivers. NIWA chart, Miscellaneous series N.79. National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- Higham, T.F.G., Hogg, A.G., 1995. Radiocarbon dating of prehistoric shell from New Zealand and calculation of the Delta R value using fish otoliths. *Radiocarbon* 37, 409-416.
- Joanne, C., Collot, J.Y., Lamarche, G., Migeon, S., 2010. Continental slope reconstruction after a giant mass failure, the example of the Matakaoa Margin, New Zealand. *Marine Geology* 268, 67-84.
- Kalish, J.M., 1993. Pre-bomb and post-bomb radiocarbon in fish otoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 549-554.
- Kettner, A.J., Gomez, B., Syvitski, J.P.M., 2007. Modeling suspended sediment discharge from the Waipaoa River system, New Zealand: The last 3000 years. *Water Resources Research* 43.
- Kneller, B.C., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction, in: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization of deep marine clastic systems*. Geological Society Special Publication, pp. 31-49.
- Kniskern, T.A., Kuehl, S.A., Harris, C.K., Carter, L., 2010. Sediment accumulation patterns and fine-scale strata formation on the Waiapu River shelf, New Zealand. *Marine Geology* 270, 188-201.
- Kohn, B.P., Glasby, G.P., 1978. Tephra distribution and sedimentation rates in the Bay of Plenty, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 21, 49-70.

- Lamarche, G., Joanne, C., Collot, J.Y., 2008a. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa submarine instability complex. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q04001.
- Lamarche, G., Orpin, A., Wilcox, S., Verdier, A.-L., Amyes, D., Woelz, S., McGill, K., 2008b. R.V. Tangaroa TAN0810 Voyage Report: Transfer of extensional deformation, submarine instabilities and paleoearthquake proxy, in: 135, unpublished NIWA Internal report N°135, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- Lewis, K.B., 1980. Quaternary sedimentation on the Hikurangi oblique-subduction and transform margin. In: Balance, P.F., Reading, H.G. (Eds.), *Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zone*. Special Publication International Association of Sedimentologists 4, 171-189.
- Lewis, K.B., Pettinga, J.R., 1993. The merging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin. In: Balance, P.F. (Ed.), *South Pacific Sedimentary Basins*. *Sedimentary Basins of the World*, vol. 2. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 225-250.
- Lewis, K.B., Lallemand, S.E., Carter, L. 1994. Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47, 415-429.
- Lewis, K.B., Collot, J.Y., Lallemand, S.E., 1998. The dammed Hikurangi Trough: a channel-fed trench blocked by subducting seamounts and their wake avalanches (New Zealand-France GeodyNZ Project). *Basin Research* 10, 441-468.
- Lewis, K.B., Lallemand, S.E., Carter, L., 2004. Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche. 47, 415-429.
- Lewis, K.B., Pantin, H.M., 2002. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology* 192, 123-151.
- Litchfield, N.J., Berryman, K.R., 2005. Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls. *Geomorphology* 68, 291-313.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows. 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279-298.
- Lowe, D.J., Shane, P.A.R., Alloway, B.V., Newnham, R.M., 2008. Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago: a framework for NZ-INTIMATE. *Quaternary Science Reviews* 27, 95-126.
- McArthur, J.L., Shepherd, M.J., 1990. Late Quaternary glaciation of Mt Ruapehu, North Island, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 20, 287-296.
- McCave, I.N., Carter, L., 1997. Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 44, 1203-1237.
- McGlone, M.S., Anderson, A.J., Holdaway, R.N., 1994. An ecological approach to the Polynesian settlement of New Zealand. In: Sutton, D.G. (Ed.), *The Origins of the First New Zealanders*. Auckland University Press, pp. 136-163.

- McGlone, M.S., Wilmshurst, J.M. 1999. Dating initial Maori environmental impacts in New Zealand. *Quaternary International* 59, 5-16.
- McGlone, M.S., 2001. A late Quaternary pollen record from marine core P69, southeastern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44, 69-77.
- Mildenhall, D.C., Orpin, A.R., 2010. Terrestrial palynology from marine cores as an indicator of environmental change for the Waipaoa Sedimentary System and north-eastern New Zealand. *Marine Geology* 270, 227-234.
- Mulder, T., Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.M., 2001. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* 21, 149-156.
- Nakajima, T., 2006. Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research* 76, 60-73.
- Nakajima, T., Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology* 135, 1-19.
- Nakajima, T., Katayama, H., Itaki, T., 2009. Climatic control on turbidite deposition during the last 70 kyr along the Toyama deep-sea channel, central Japan sea, in: Kneller, B., Martinsen, O.J., McCaffrey, B. (Eds.), *External Controls on Deep-Water Depositional Systems*, pp. 159-177.
- Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R., Uchida, J.I., 2008. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Marine Geology* 254, 73-90.
- Okuda, M., Shulmeister, J., Flenley, J.R., 2002. Vegetation changes and their climatic implication for the late Pleistocene at Lake Poukawa, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 269-282.
- Orpin, A.R., 2004. Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, East Coast New Zealand. *Marine Geology* 209, 69-90.
- Orpin, A.R., Alexander, C., Carter, L., Kuehl, S., Walsh, J.P., 2006. Temporal and spatial complexity in post-glacial sedimentation on the tectonically active, Poverty Bay continental margin of New Zealand. *Continental Shelf Research* 26, 2205-2224.
- Orpin, A.R., Carter, L., Page, M.J., Cochran, U.A., Trustrum, N.A., Gomez, B., Palmer, A.S., Mildenhall, D.C., Rogers, K.M., Brackley, H.L., Northcôte, L., 2010. Holocene sedimentary record from Lake Tutira: A template for upland watershed erosion proximal to the Waipaoa Sedimentary System, northeastern New Zealand. *Marine Geology* 270, 11-29.
- Page, M.J., Trustrum, N.A., Brackley, H.L., Baisden, W.T., 2004. Erosion-related soil carbon fluxes in a pastoral steep-land catchment, New Zealand. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 103, 561-579.

- Page, M.J., Trustrum, N.A., Orpin, A.R., Carter, L., Gomez, B., Cochran, U.A., Mildenhall, D.C., Rogers, K.M., Brackley, H.L., Palmer, A.S., Northcôte, L., 2010. Storm frequency and magnitude in response to Holocene climate variability, Lake Tutira, North-Eastern New Zealand. *Marine Geology* 270, 30-44.
- Paquet, F., Proust, J.N., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Inner-forearc sequence architecture in response to climatic and tectonic forcing since 150 ka: Hawke's Bay, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 79, 97-124.
- Paquet, F., Proust, J.-N. Barnes, P.M., Pettinga, J.R. 2011. Controls on active forearc basin stratigraphy and sediment fluxes: The Pleistocene of Hawke Bay, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 123, 1074-1096.
- Pedley, K.L., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., Lewis, K.B., 2010. Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. *Marine Geology* 270, 119-138.
- Pillans, B., Chappell, J., Naish, T.R., 1998. A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 122, 5-21.
- Pillans, B., McGlone, M., Palmer, A., Mildenhall, D., Alloway, B., Berger, G., 1993. The Last Glacial Maximum in central and southern North Island, New Zealand - A paleoenvironmental reconstruction using the Kawakawa tephra formation as a chronostratigraphic marker. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 101, 283-304.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D., Sternberg, R.W., 2004. Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109.
- Proust, J.-N., Lamarche, G., Migeon, S., Neil, H., and Shipboard Party, 2006. MD152/MATACORE Tectonic and climate controls on sediment budget. *Les rapports de campagnes à la mer*, Institut Paul Emile Victor, 107p.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal. BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Reyners, M., 1998. Plate coupling and the hazard of large subduction thrust earthquakes at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 41, 343-354.
- Reyners, M., McGinty, P., 1999. Shallow subduction tectonics in the Raukumara peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 104, 3025-3034.
- Schneider, J.L., Le Ruyet, A., Chanier, F., Buret, C., Ferriere, J., Proust, J.N., Rosseel, J.B., 2001. Primary or secondary distal volcanoclastic turbidites: how to make the distinction? An example from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island). *Sedimentary Geology* 145, 1-22.

- Shane, P., 2000. Tephrochronology: a New Zealand case study. *Earth Science Reviews* 49, 223-259.
- Shanmugam, G., 2006. The Tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research* 76, 718-730.
- Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P., Howard, W.R., 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature* 405, 555-559.
- Sinclair, M.R., 1993. A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from tropical cyclone Bola. *Monthly Weather Review* 121, 2690-2707.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283-294.
- Stanton, B.R., 1998. Ocean surface winds off the west coast of New Zealand: A comparison of ocean buoy, ECMWF model, and land-based data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15, 1164-1170.
- Stanton, B.R., Sutton, P.J.H., Chiswell, S.M., 1997. The East Auckland Current, 1994-95. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 31, 537-549.
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17, 125-135.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. *Deep seas*. Blackwell Science.
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites - Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25, 23-42.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended C-14 data-base and revised calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Wallace, L.M., Reyners, M., Cochran, U., Bannister, S., Barnes, P.M., Berryman, K., Downes, G., Eberhart-Phillips, D., Fagereng, A., Ellis, S., Nicol, A., McCaffrey, R., Beavan, R.J., Henrys, S., Sutherland, R., Barker, D.H.N., Litchfield, N., Townend, J., Robinson, R., Bell, R., Wilson, K., Power, W., 2009. Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust: Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, Q100006.
- Walsh, J.P., Alexander, C.R., Gerber, T., Orpin, A.R., Sumners, B.W., 2007. Demise of a submarine canyon? Evidence for highstand infilling on the Waipaoa Rievr continental margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 34, L20606.
- Webb, T.H., Anderson, H., 1998. Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: slip partitioning at an oblique active margin. *Geophysical Journal International* 134, 40-86.
- Wiesner, M.G., Wang, Y., Zheng, L., 1995. Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines). *Geology* 23, 885-888.

Wilson, K., Berryman, K., Cochran, U., Little, T., 2007. Early Holocene paleoseismic history at the Pakarae locality, eastern North Island, New Zealand, inferred from transgressive marine sequence architecture. *Tectonics* 26, TC4013, 18pp.

Wilson, K., Berryman, K., Litchfield, N., Little, T., 2006. A revision of mid-late Holocene marine terrace distribution and chronology at the Pakarae River mouth, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 49, 477-489.

Wolinsky, M.A., Swenson, J.B., Litchfield, N., McNinch, J.E., 2010. Coastal progradation and sediment partitioning in the Holocene Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270, 94-107.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 :

The Raukumara Peninsula and northern Hikurangi Margin, NE New Zealand along the Pacific-Australia subduction front (teeth line). The arrow indicates the relative plate motion from de Mets et al. (1994). Onland, the Waipaoa, Uawa and Waipu river catchments are highlighted in grey. Contour interval is 100 m. The 120 m contour (blue dashed line) provides an approximate position of the last glacial shoreline. Frames indicate location of subsequent figures. Historical earthquakes $M > 6$ (yellow stars) are from the Geonet database (geonet.co.nz), including the $M_w 7.8$ 1931 Napier earthquake (orange star). East Auckland Current (EAC), Wairarapa Coastal Current (WCC), East Cape Current (ECC) and Deep Water Bottom Current (DWBC) are from Chiswell (2000), McCave and Carter (1997), Stanton (1998), and Stanton et al. (1997). Insert shows the New Zealand region with the PAC-AUS plate boundary, the Hikurangi Trough (Hik T), the Kermadec Trench (K T), the back-arc Havre Trough (Hav T) and the Central Volcanic Region (CVR) from which all tephra identified in the cores originate.

Figure 2 :

The Poverty re-entrant seafloor morphology from EM300 multibeam echo-sounder data. Red dots indicate the location of sediment cores used in this study. Contour lines every 100 m; the 120 m isobaths (blue dashed line) indicates the approximate shoreline during the last lowstand. Recent landslides and debris avalanches (grey shade) are from Pedley et al. (2010). Arrows show pathways of the main gravity-flows supplying the basin. Location on Fig. 1.

Figure 3 :

The Ruatoria re-entrant seafloor morphology. See Fig. 2 for full caption. Location on Fig. 1.

Figure 4 :

The Matakaoa re-entrant seafloor morphology. See Fig. 2 for full caption. Location on Fig. 1.

Figure 5 :

Characterisation of the four lithofacies and the five turbidite facies identified in cores from sediment color, internal structure from X-radiograph and grain-size (mean or median (D_{50}) and distribution). Red arrows show grain size trend (normal and reverse grading). The two zooms in MD06-3008 0-50 cm and MD06-3009 610-680 cm show the detailed grain size trend differentiating stacked turbidites and silt laminae turbidites : no decantation phase (turbidite tail in pink) is observed between grain-size peaks in silt laminae turbidites conversely to stacked turbidites which present decantation after each pulse, characterized by

sorting and skewness index. Horizontal black arrows in MD06-3008 0-50 cm indicate silt laminae.

Figure 6 :

Sediment composition. n is the number of samples. The error bars are 2σ error bar. a) characteristic composition of hemipelagite silty-clays compared to turbidite silty-clays. Analysis were undertaken on 21 samples from the Ruatoria basin. b-d show turbidite sand grain composition from individual sedimentary systems (b, core locations in Figs. 1 to 4); classified by turbidite facies (c); and during the last lowstand, marine transgression and actual highstand. c is the number of cores in which samples have been taken.

Figure 7 :

Foraminiferal assemblages from turbidite sand-size material. a) Identified species and corresponding living water depth for the four associations. Foraminiferal assemblages and percentage of planktic foraminifers grouped (b) by cores and sedimentary systems; (c) by turbidite facies ; and (d) in the last lowstand, marine transgression and actual highstand periods. c is the number of cores in which samples have been taken.

Figure 8 :

Age model generated from dates obtained on samples collected along the core (see text) vs. depth for the six longest cores. Total sediment depths provide uncorrected sedimentation rate (a), whereas hemipelagite thickness provide corrected sedimentation rate (b). The Terrigenous Accumulation Rate (c) is provided by the cumulated turbidite thickness. Short cores with less than three ages are not plotted. Circle: ^{14}C age; square: Tephra. Insert shows sedimentation rate for 25, 50, 100 and 200 cm/kyr for comparison. When available, tephra ages are preferred to ^{14}C age with a specific calibration (MD06-3002; see table 3).

Figure 9 :

Sedimentological logs of the cores collected in the Poverty re-entrant. Thick dotted lines are time correlations between cores made from tephra identification with their age in bold; ^{14}C ages from foraminifers are in italic; thin dotted line at 11.6 ka is the Holocene-Pleistocene boundary. Legend in Fig. 11.

Figure 10 :

Turbidite records in Poverty re-entrant from MD06-3002 and MD06-3003 since ~18 ka compared to climate boundaries and sea-level fluctuations. From top to base : (1) Relative sea level (after Gibbs, 1986; Pillans et al., 1998), (2) Lithofacies distribution expressed as cumulative turbidite lithofacies I to IV (Fig. 6) from a 9-turbidite rolling mean (key and color from Fig. 12), (3) turbidite return time calculated as the time difference between 2 consecutive events, (4) Thickness of isolated and stacked turbidite layers.

Figure 11 :

Sedimentological logs of the cores collected over the Ruatoria re-entrant. Thick dotted lines are time correlations between cores made from tephra identification with their age in bold; ^{14}C ages from foraminifers are in italic; thin dotted line at 11.6 ka is the Holocene-Pleistocene boundary. Important note: Vertical scale for Tan cores indicated on the left is double that of MD cores indicated on right.

Figure 12 :

Turbidite records in Ruatoria re-entrant for the last 18 ka. Full caption in Fig. 11.

Figure 13 :

Sedimentological logs from the cores collected over the Matakaoa re-entrant. Thick dotted lines are time correlations between cores made from tephra identification with their age in bold; ^{14}C ages from foraminifers are in italic; thin dotted line at 11.6 ka is the Holocene-Pleistocene boundary. Legend in Fig. 11.

TABLES

Table 1 :

Location and main analysis results for MD06 long cores and Tan0810 short cores. T: gravity flow deposits (turbidites); H: hemipelagites; ST: Stacked turbidites; IT: Isolated Turbidites. *: full recovered length; when core deformation is too high, the used core length is given between brackets; ** total number of turbidite layers identified in the core.

Table 2 :

Tephra stratigraphic position, uncorrected depth, corrected depth, identification, and calibrated ages after Lowe et al. (2008).

Table 3 :

Radiocarbon ^{14}C ages from mixed planktonic foraminifers. A reservoir age of 395 years is used expect for * where reservoir age is 800 years.

Table 4 :

Poverty re-entrant turbidite sedimentation

Table 5 :

Ruatoria re-entrant turbidite sedimentation

Table 6 :

Matakaoa re-entrant turbidite sedimentation

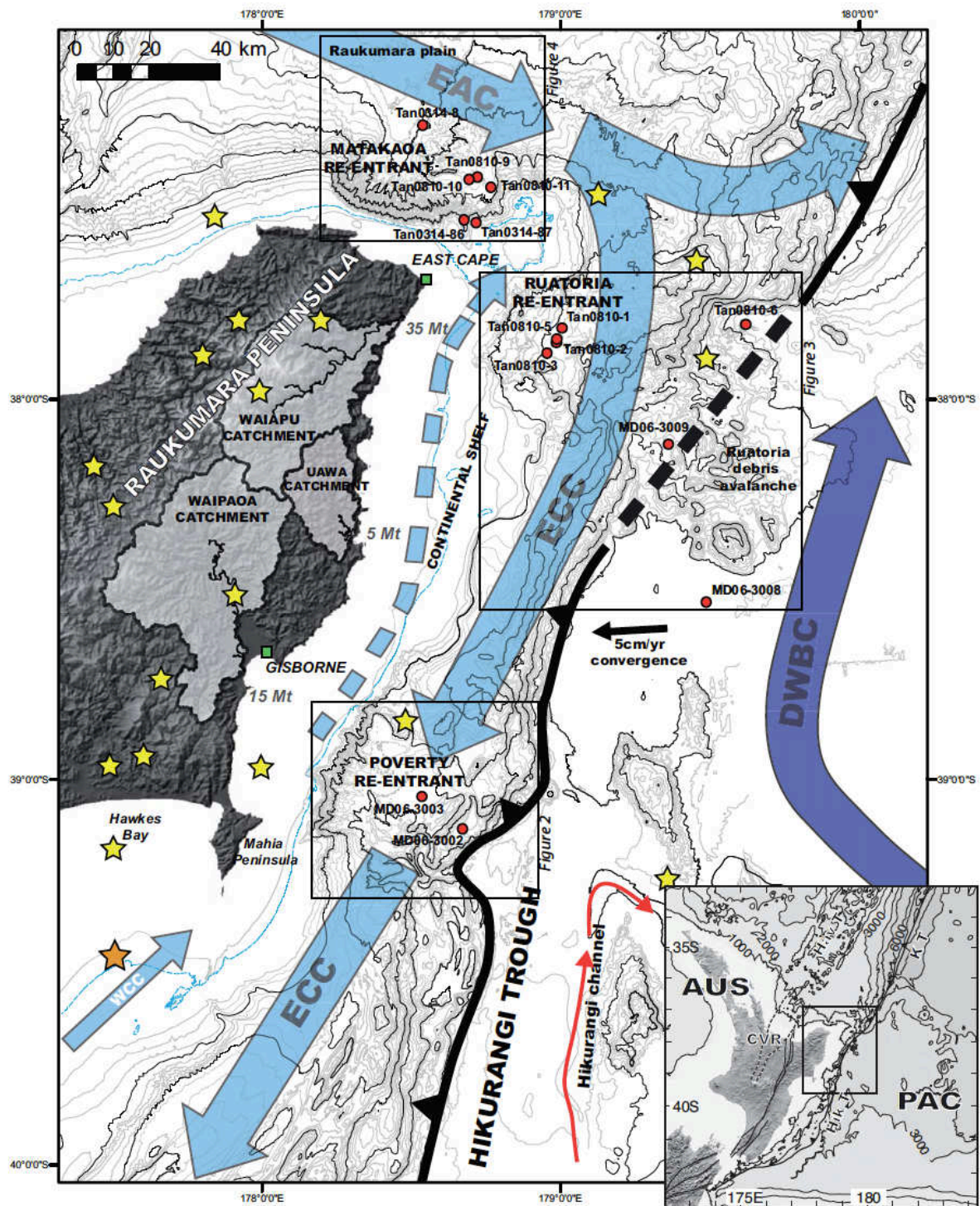


Figure 1.

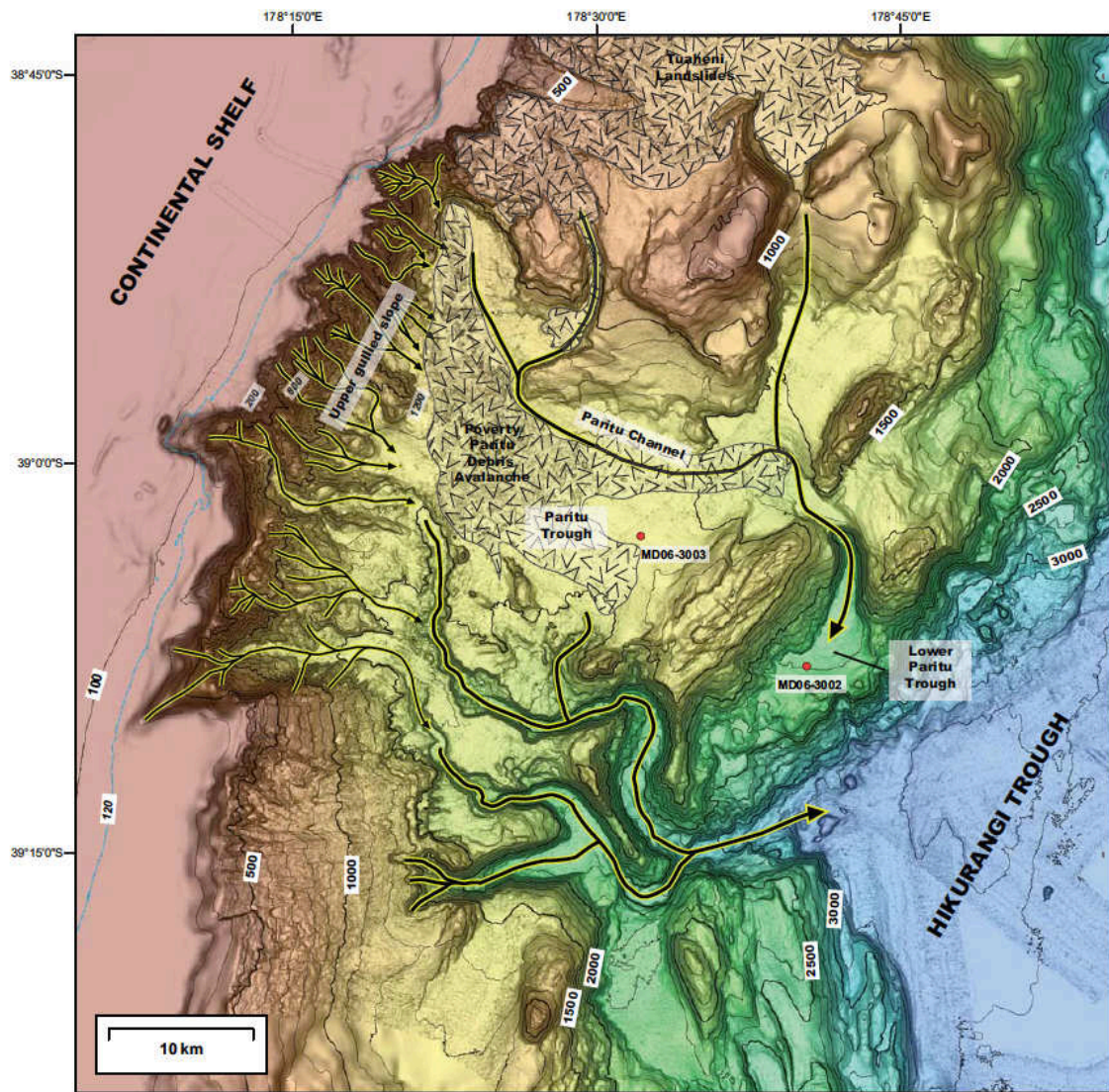


Figure 2.

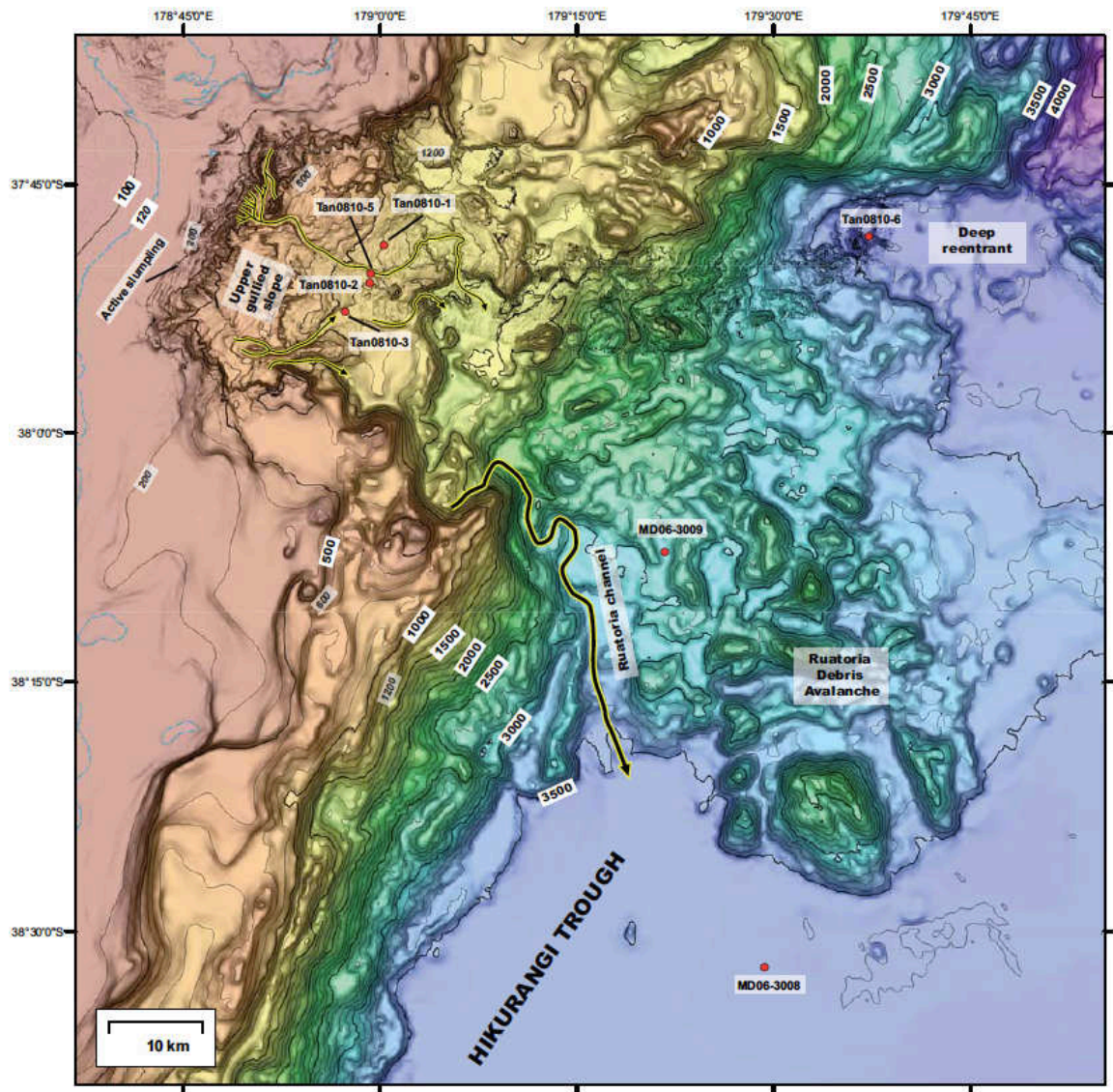


Figure 3.

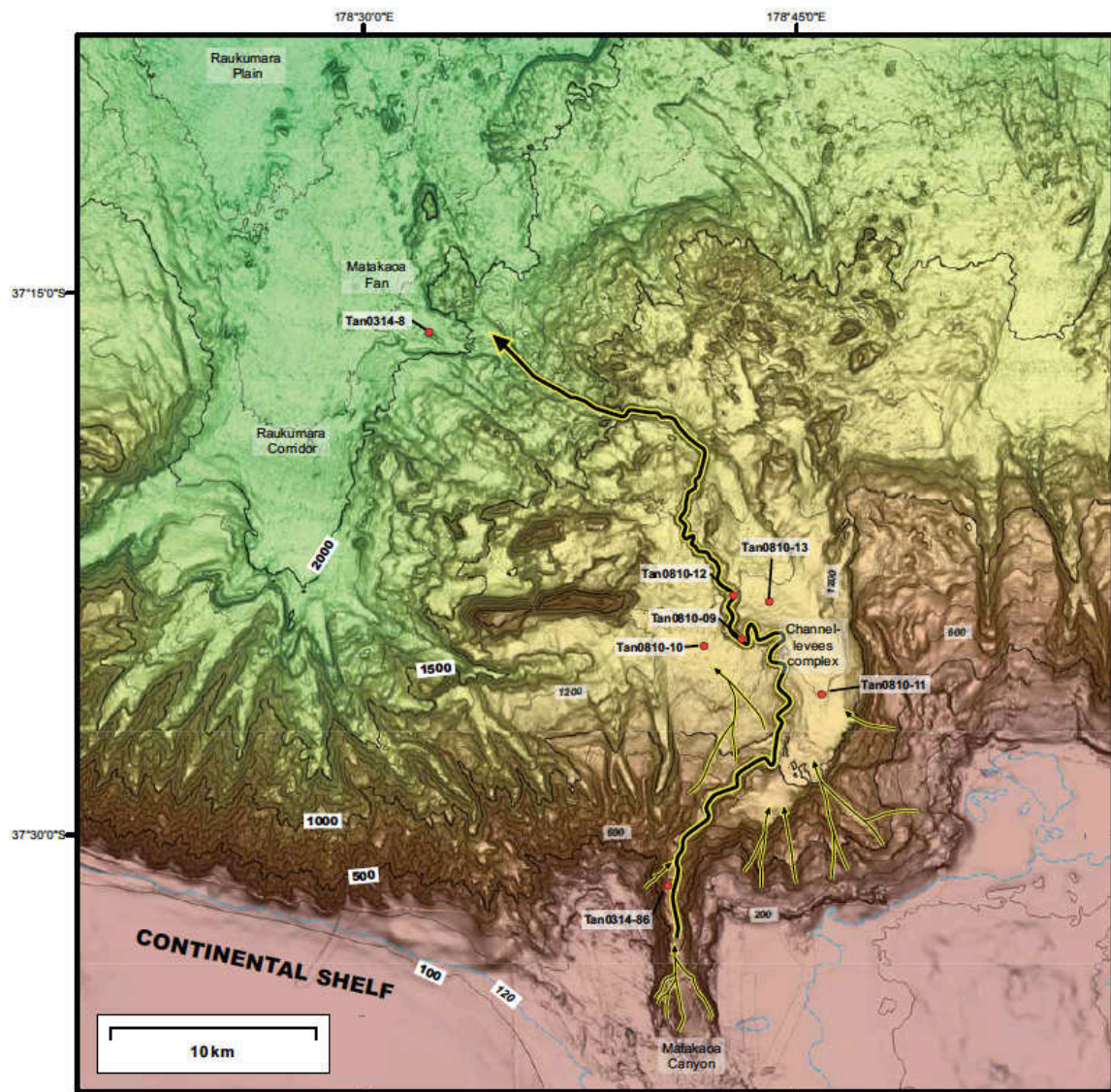


Figure 4.



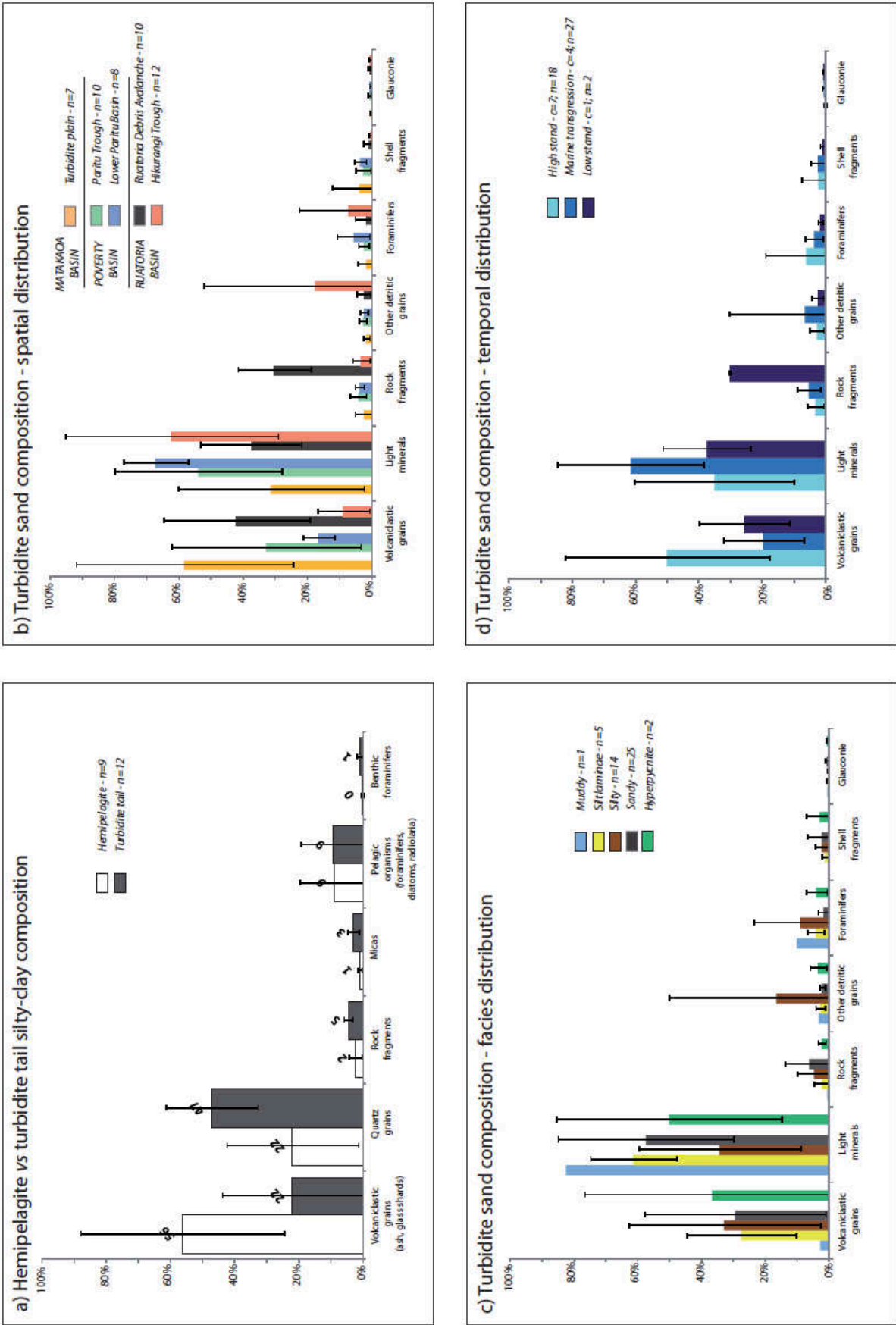


Figure 6.

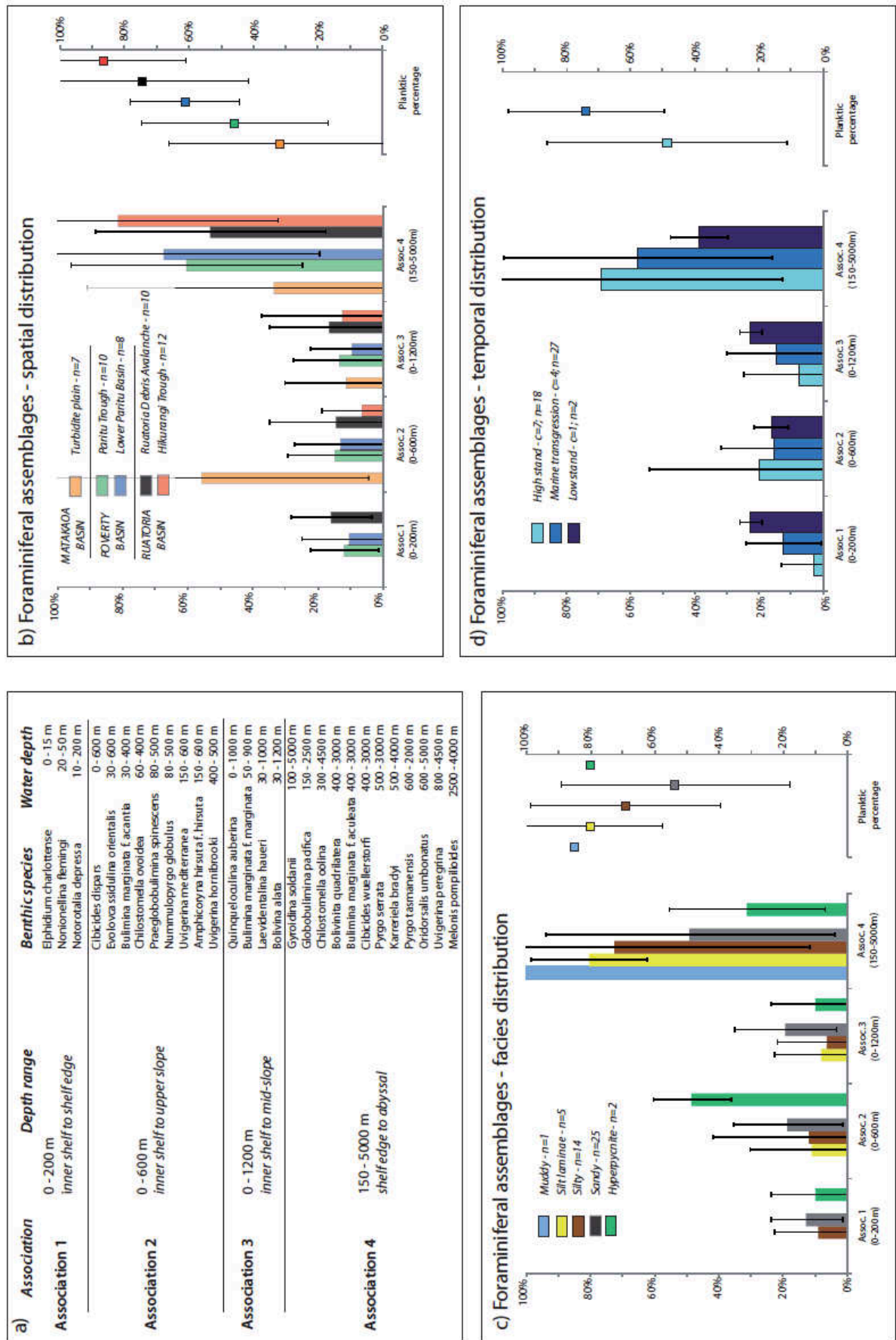
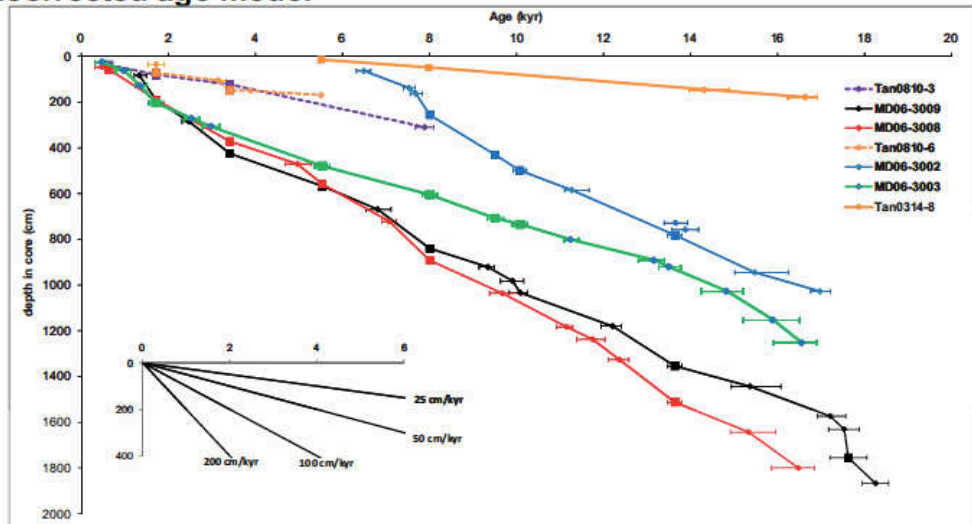
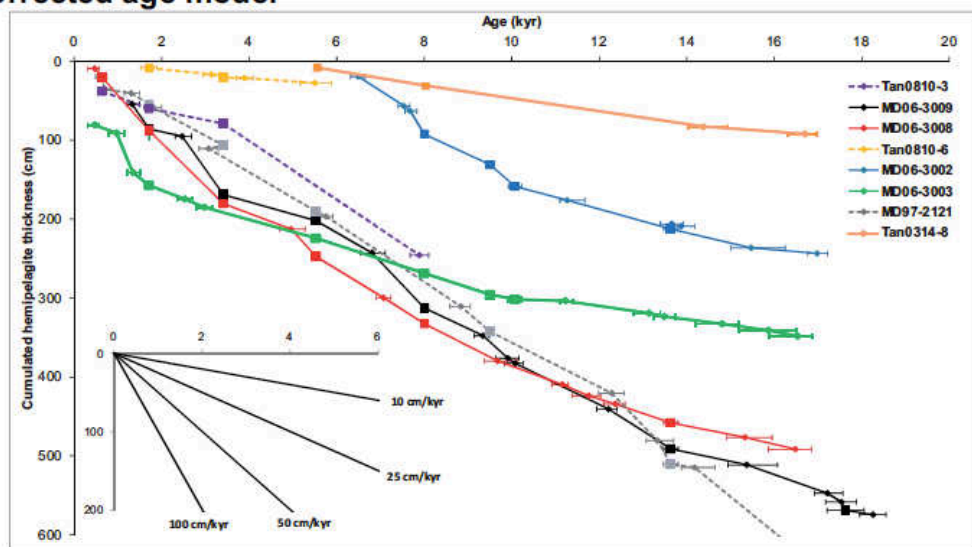


Figure 7.

a) Uncorrected age model



b) Corrected age model



c) Terrigenous Accumulation Rate

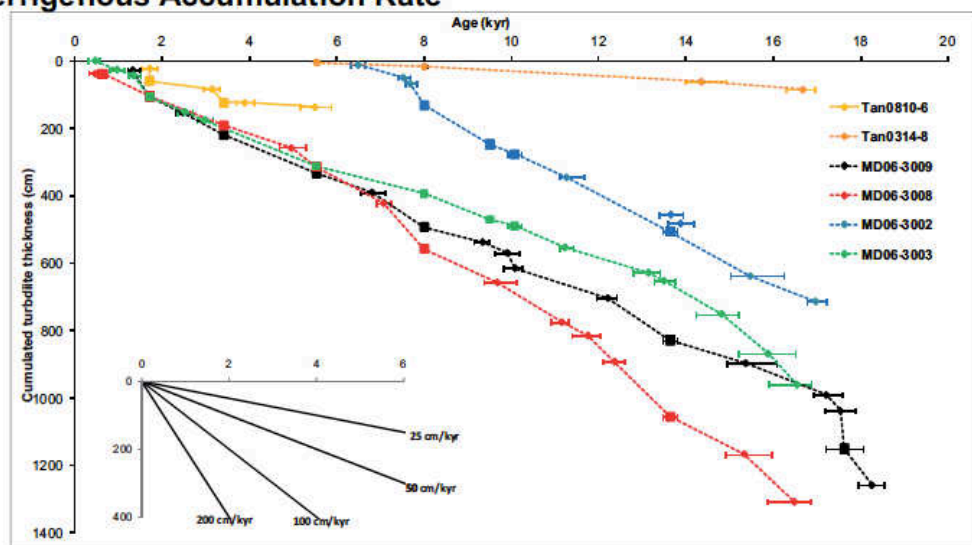


Figure 8.

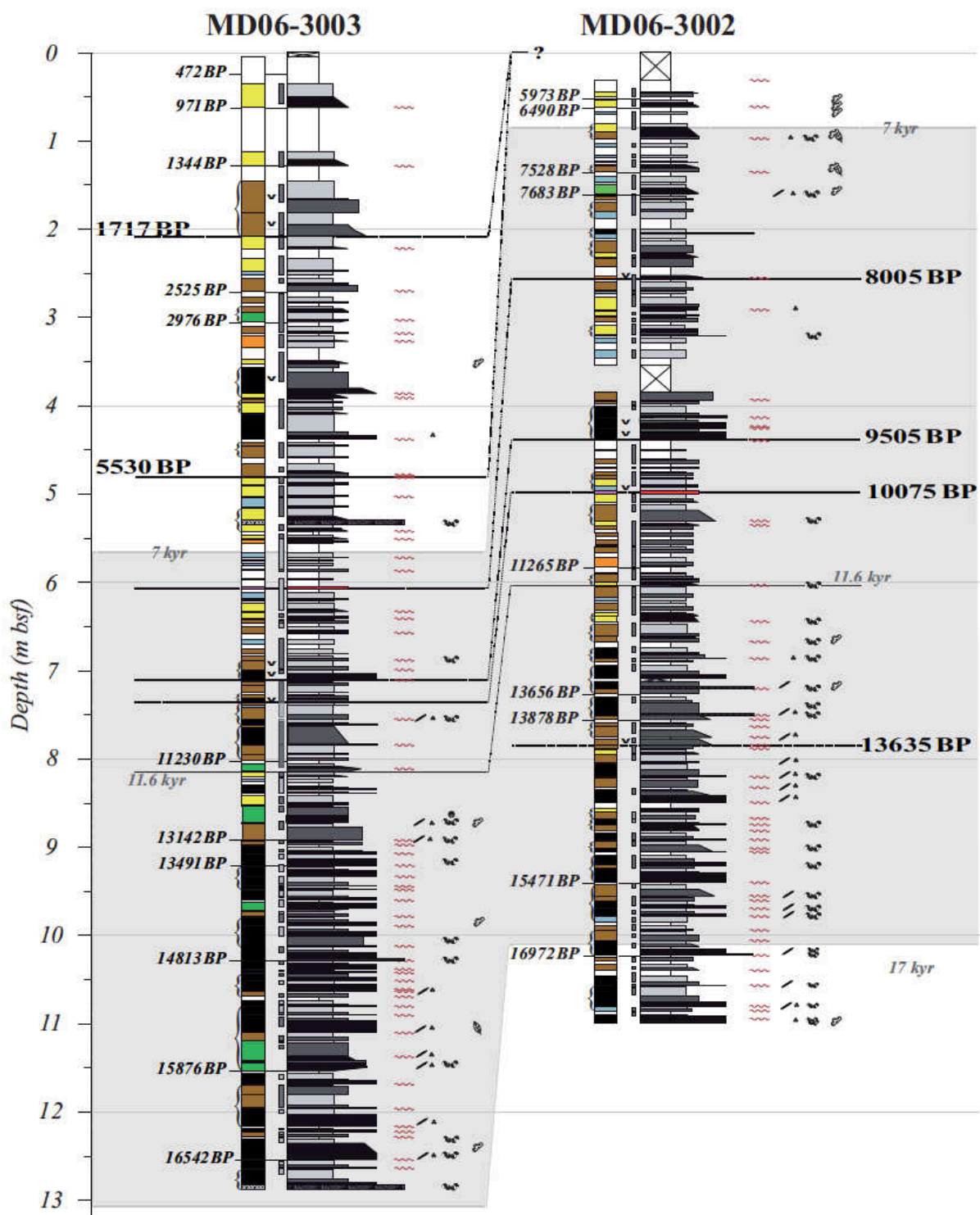


Figure 9.

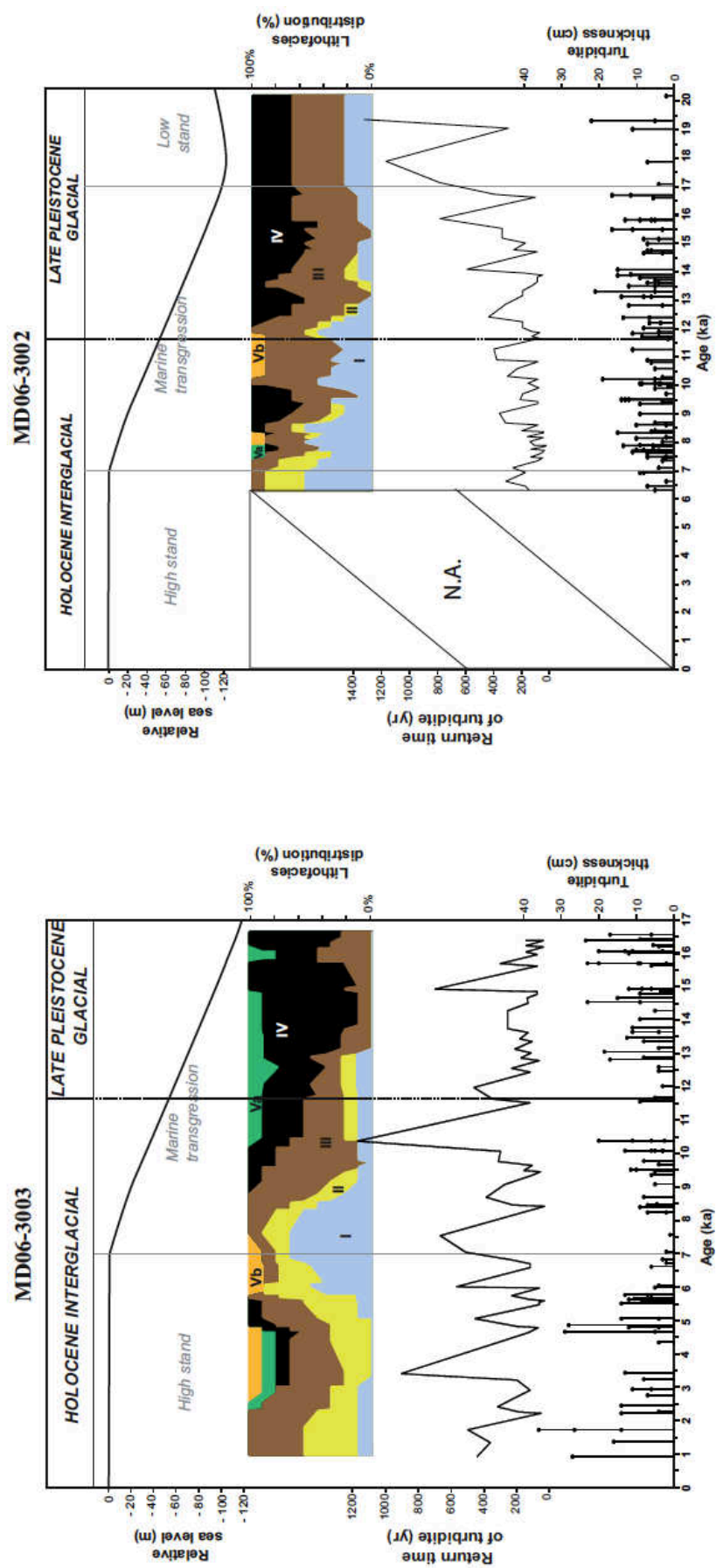


Figure 10.

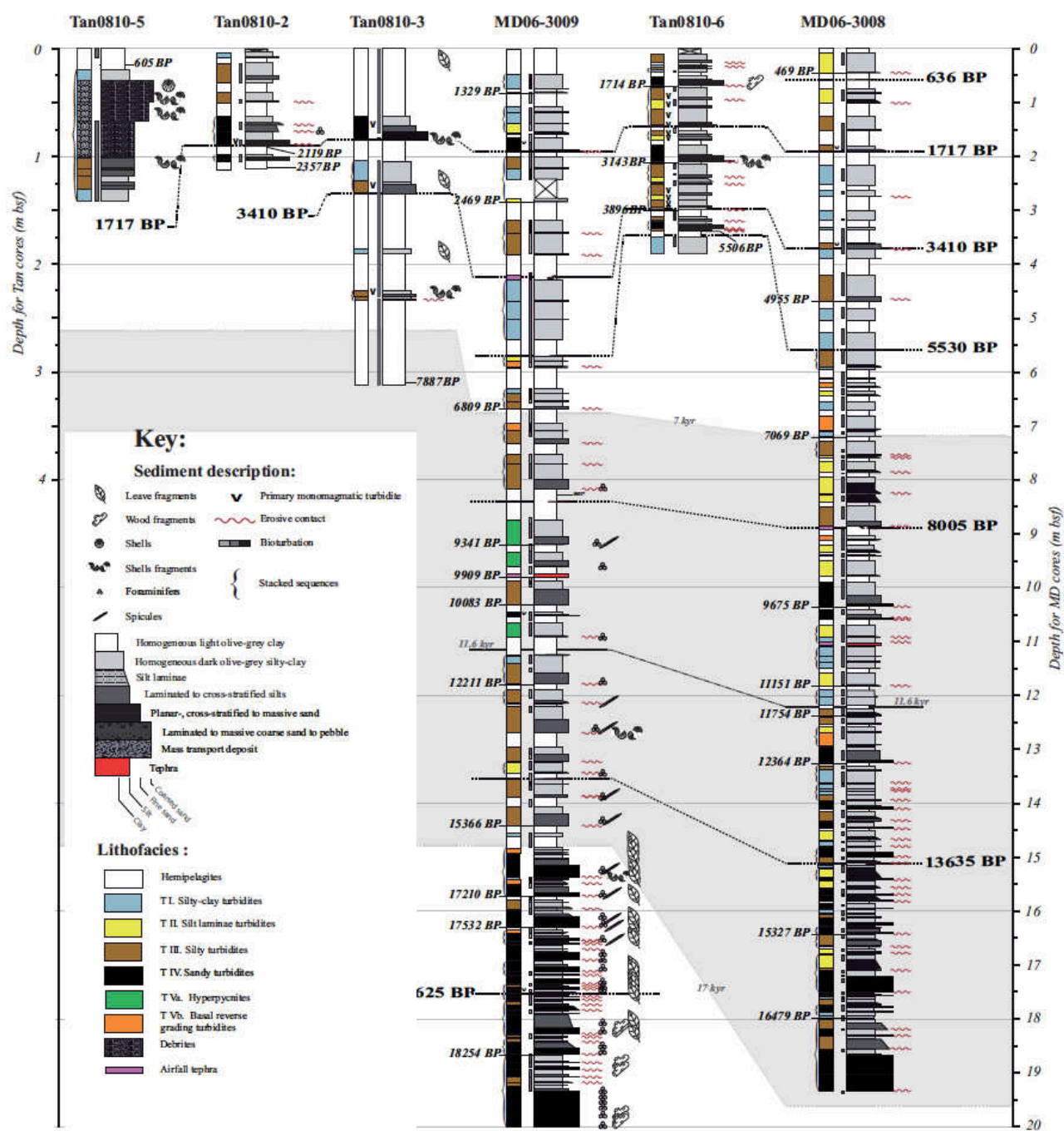


Figure 11.

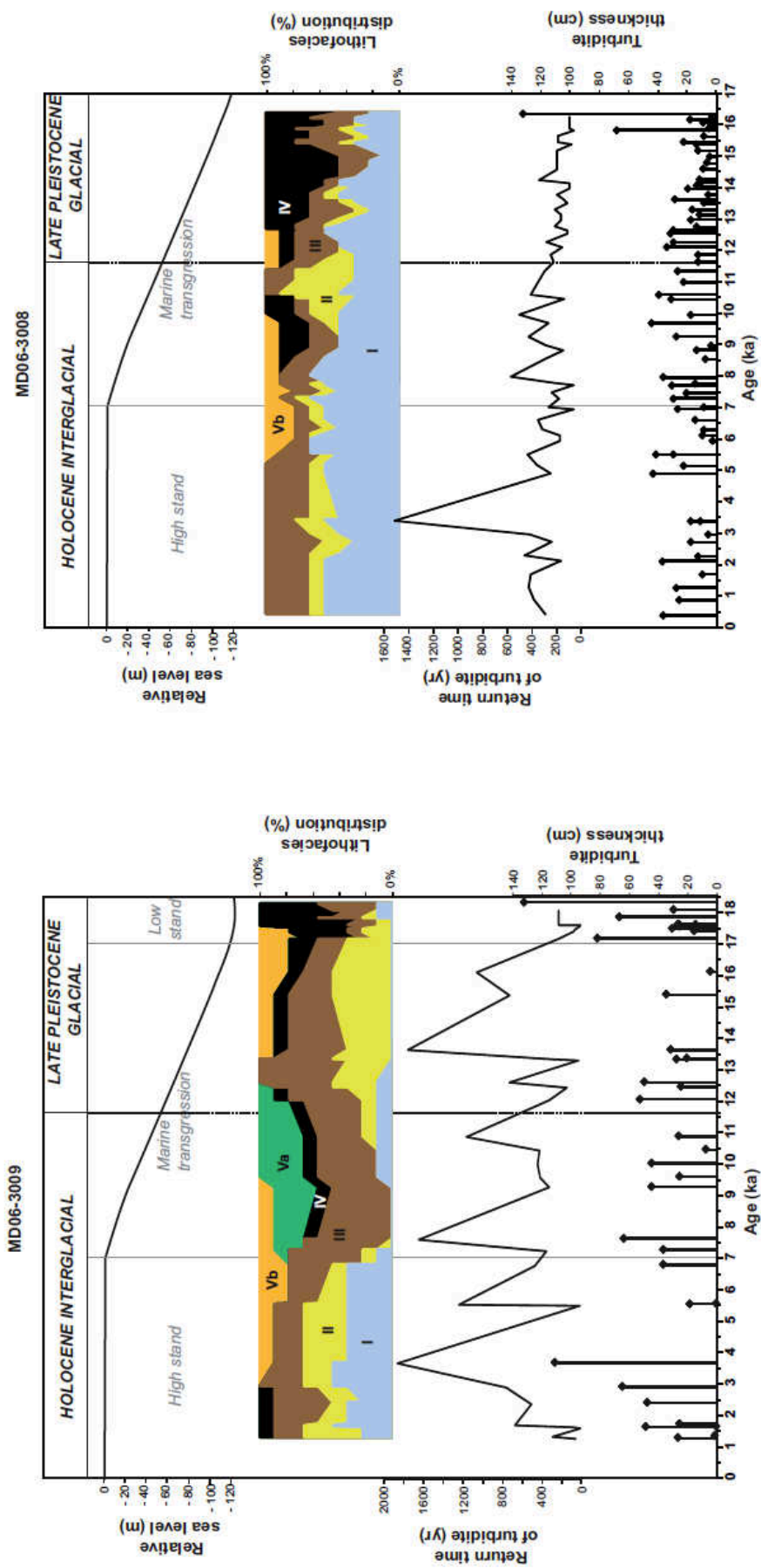


Figure 12.

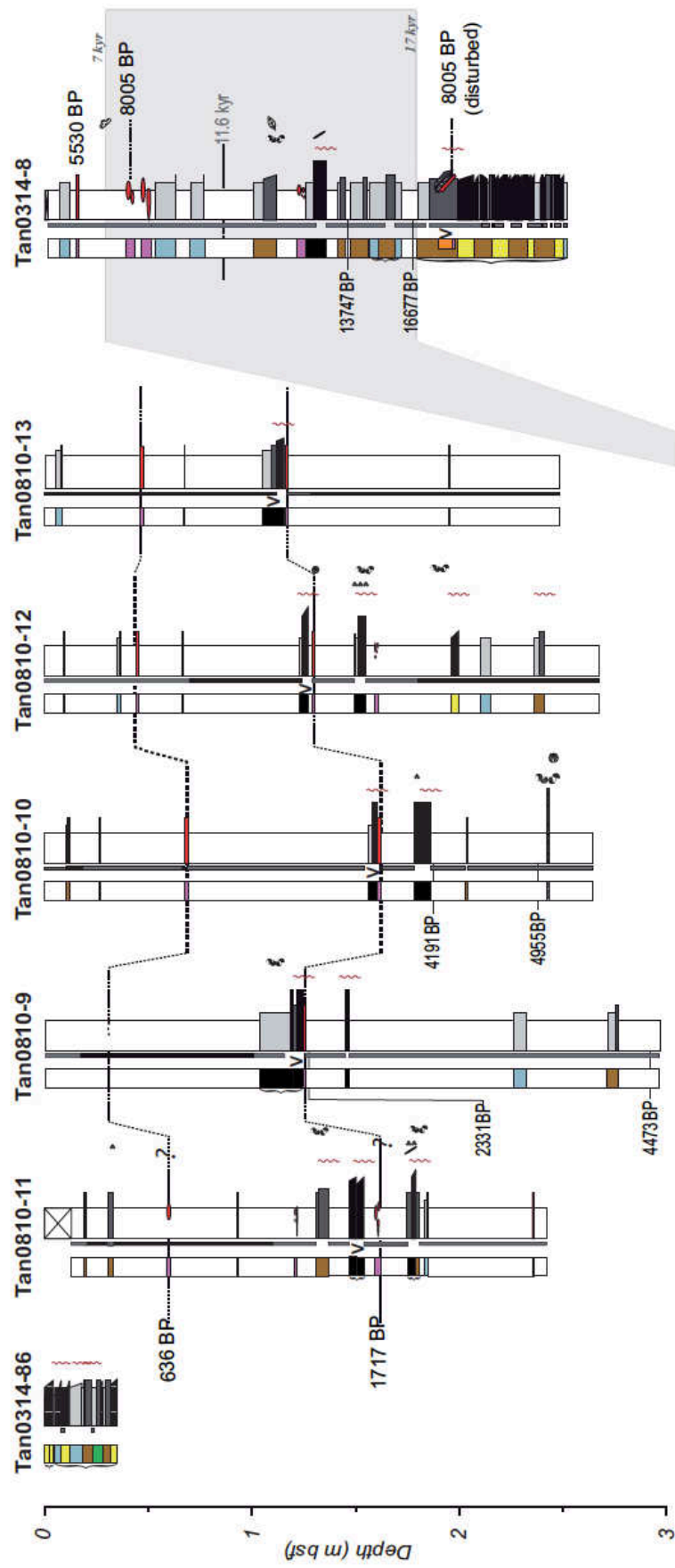


Figure 13.

Core	Longitude		Latitude		Water depth (m)	Core length (m) *	Composition		Number of gravity-flow deposits				Thickness of gravity-flow deposits (cm)			
	deg.	min.	deg.	min.			T	H	ST	IT	Total**	Min	Max	Mean	s.d.	
MMD 06-3002	39	7.83	178	40.31	2305	20 (12)	75%	25%	23	46	100	1.5	22	7.6	4.4	
MMD 06-3003	39	2.79	178	32.17	1398	12.88	77%	23%	17	55	101	1	36	9.8	6.8	
MMD 06-3008	38	32.12	179	32.04	3520	25.4 (19)	75%	25%	15	51	89	2	48	16	10.8	
MMD 06-3009	38	7.02	177	21.69	2940	20	70%	30%	20	18	77	1	76	17.9	14.9	
TAN0810-1	37	48.694	179	0.27	1103	2.1	96%	4%	0	1	1	6	6	6	0	
TAN0810-2	37	50.973	178	59.201	1078	1.65	60%	40%	2	3	8	2	18	8	4.8	
TAN0810-3	37	52.691	178	57.289	1090	3.2	22%	78%	2	2	6	3	20	10.3	6.6	
TAN0810-5	37	50.387	178	59.246	1098	1.4	86%	14%	1	0	8	6	34	20.3	8	
TAN0810-6	37	48.105	179	37.228	3400	1.8	82%	18%	7	8	25	1	18.5	6.1	4.1	
TAN0314-86	37	31.408	178	40.556	649	0.35	97%	3%	2	0	9	2	6	3.8	1.3	
TAN0314-8	37	16.088	178	32.29	2034	2.51	63%	37%	2	8	20	2	11.5	7	2.9	
TAN0810-9	37	24.5876	178	43.108	1180	3.2	12%	88%	1	3	5	2	16	6.8	4.8	
TAN0810-10	37	24.77	178	41.799	1159	2.2	8%	92%	0	6	6	1	8	3	2.5	
TAN0810-11	37	26.1094	178	45.8894	1089	2.6	12%	88%	2	4	8	1.5	6	3.1	1.4	
TAN0810-12	37	23.382	178	42.851	1255	2.75	11%	89%	0	8	8	0.5	6	3.3	2	
TAN0810-13	37	23.55	178	44.054	1167	2.5	7%	93%	0	4	4	1	10	3.9	3.7	

Table 1.

Basin	Core	Orig. depth (cm)	Corr. depth (cm)	Tephra	Calibrated age (yr BP $\pm 2\sigma$)
Poverty re-entrant	MD06-3002	255	92.5	Mamaku	8005 \pm 45
		430	131	Rotoma	9505 \pm 25
		499	158.5	Opepe	10075 \pm 155
		782	212.5	Waiohau	13635 \pm 165
	MD06-3003	205	97	Taupo	1717 \pm 13
		481	164.5	Whakatane	5530 \pm 60
		606	208.5	Mamaku	8005 \pm 45
		710	236	Rotoma	9505 \pm 25
		736	241.5	Opepe	10075 \pm 155
Ruatoria re-entrant	MD06-3008	58	20	Kaharoa	636 \pm 12
		190	88	Taupo	1717 \pm 13
		372	180.5	Waimihia	3410 \pm 40
		558	246.5	Whakatane	5530 \pm 60
		892	331	Mamaku	8005 \pm 45
		1512.5	458	Waiohau	13635 \pm 165
	MD06-3009	192	86	Taupo	1717 \pm 13
		425	169	Waimihia	3410 \pm 40
		567	202	Whakatane	5530 \pm 60
		840	312.5	Mamaku	8005 \pm 45
		1354	491	Waiohau	13635 \pm 165
		1755	569	Rerewhakaaitu	17625 \pm 425
	Tan0810-2	86	27.5	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-3	80.5	60	Taupo	1717 \pm 13
		123	79	Waimihia	3410 \pm 40
	Tan0810-6	72	10	Taupo	1717 \pm 13
		149	25	Waimihia	3410 \pm 40
Matakaoa	Tan0810-9	124.500	102	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-10	68.00	64.5	Kaharoa	636 \pm 12
		161.00	151.5	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-12	44.00	42	Kaharoa	636 \pm 12

Table 2.

Core	Orig. Depth (cm)	Corr. Depth (cm)	^{14}C age (yr)	2σ error (yr)	Cal. age (median in yr BP)	2σ range (cal. yr)
Poverty re-entrant		63.35	6060	40	6490	6319-6649
		138	7036	55	7528	7401-7669
		162.55	7210	40	7683	7556-7833
		584.5	10250	75	11265	11097-11663
	MD06-3002	728.4	12621	60	13656 *	13387-13924 *
		757.4	12823	60	13878 *	13569-14180 *
		944.85	13313	75	15471	15011-16242
		1027.35	14301	60	16972	16761-17214
		25.5				
		63.05	1415	45	971	971-1140
		129.05	1790	35	1344	1227-1505
		271.7	2780	30	2525	2344-2691
		306.05	3170	35	2976	2787-3169
	MD06-3003	802.5	10234	55	11230	11095-11419
		892.5	12480	90	13142 *	12787-13398 *
		921	12850	65	13491 *	12259-13750 *
		1028.5	12998	75	14813	14221-15193
		1154.2	13502	75	15876	15200-16496
		1253.75	13800	65	16542	15893-16873
Ruatoria re-entrant		46.2	839	30	469	309-565
		470.2	4693	90	4955	4682-5273
		721.2	6550	40	7069	6898-7235
		1036.2	8950	130	9675	9377-10114
	MD06-3008	1183.2	10139	50	11151	10908-11290
		1238.2	10538	40	11754	11376-12028
		1326.2	10862	50	12364	12099-12587
		1642.5	13239	60	15327	14910-15947
		1800	13761	60	16479	15861-16849
		83.5	1774	30	1329	1211-1491
		285.2	2736	40	2469	2311-2677
		669.2	6333	95	6809	6543-7109
		921.2	8667	45	9341	9138-9484
		982.2	9134	65	9909	9628-10161
	MD06-3009	1033.2	9262	50	10083	9829-10254
		1180.2	10771	50	12211	11940-12405
		1443.2	13258	65	15366	14938-16073
		1573.2	14548	65	17210	16910-17565
		1631.2	14812	65	17532	17170-17878
		1867.35	15364	65	18254	17944-18548
		25	1723	47	1280	1125-1430
	Tan0810-1	195.7	3368	35	3240	3058-3385
		83	2462	85	2119	1865-2340
	Tan0810-2	110	2654	35	2357	2154-2562
	Tan0810-3	309.6	7424	80	7887	7677-8100
	Tan0810-5	15.5	1028	39	605	506-702
		105.35	3294	35	3143	2951-3324
	Tan0810-6	169.6	5150	140	5506	5167-5876
Matakaoa		146.5	12726	55	13747*	13447-14001*
	Tan0314-8	177.85	13914	70	16677	16279-16937
		127.85	2635	50	2331	2119-2581
	Tan0810-9	290	4331	47	4474	4256-4697
		188.85	4123	55	4191	3964-4407
	Tan0810-10	237	4708	39	4955	4815-5143

Table 3.

17 kyr	12 kyr	6 kyr	0 kyr
--------	--------	-------	-------

Paritu Trough (core MD06-3003)

terrigenous supply	95 cm/kyr	49 cm/kyr
turbidite frequency	6.2 turb/kyr	3.7 turb/kyr
turbidite facies	sandy	silty to silt laminae
stacked turbidites	29%	23%

Lower Paritu Basin (core MD06-3002)

terrigenous supply	69 cm/kyr		N.A.
turbidite frequency	4.4 turb/kyr	6.7 turb/kyr	
turbidite facies	sandy to silty	silty to muddy	
stacked turbidites	30%		

Table 4.

18.5 kyr	17 kyr	12 kyr	7.9 kyr	7 kyr	0 kyr
----------	--------	--------	---------	-------	-------

Gullied upper slope (core Tan0810-2)

terrigenous supply	N.A.	28 cm/kyr
turbidite frequency		2.1 turb/kyr
turbidite facies		sandy to muddy
stacked turbidites		40%

On the Ruatoria Debris Avalanche (core MD06-3009)

terrigenous supply	261 cm/kyr	56 cm/kyr	62 cm/kyr
turbidite frequency	9.1 turb/kyr	1.5 turb/kyr	1.9 turb/kyr
turbidite facies	sandy to silty	silty to silt laminae	silty to muddy
stacked turbidites	70%	33%	80%

Hikurangi Trough (core MD06-3008 (core Tan0810-6))

terrigenous supply	N.A.	91 cm/kyr		56cm/kyr (28 cm/kyr)
turbidite frequency		5 turb/kyr		2.4 turb/kyr (1.4 turb/kyr)
turbidite facies		sandy to silty	silty to muddy	muddy (sandy to silty)
stacked turbidites		30%		5% (50%)

Table 5.

?	17 kyr	12 kyr	9.5 kyr	5 kyr	?	0 kyr
---	--------	--------	---------	-------	---	-------

Matakaoa Canyon (core Tan0314-86)

terrigenous supply	N.A.	N.A.
turbidite frequency		N.A.
turbidite facies		silty to muddy
stacked turbidites		100%

Matakaoa channel-levee complex (cores Tan0810-9 to 13)

terrigenous supply	N.A.	up to 8 cm/kyr
turbidite frequency		up to 1.8 turb/kyr
turbidite facies		sandy to muddy
stacked turbidites		up to 25%

Matakaoa fan (core Tan0314-8)

terrigenous supply	N.A.	7 cm/kyr			N.A.
turbidite frequency	N.A.	0.9 turb/kyr			
turbidite facies	silty to silt laminae	silty	Ø	muddy	
stacked turbidites	100%	11%			

Table 6.

Chapitre 5 : RECONNAISSANCE DES TURBIDITES CO-SISMIQUES : EXEMPLE DU RENRANT DE POVERTY

Building a 18,000 year long paleo- earthquake record from detailed deep-sea turbidite characterisation in Poverty Bay, New Zealand

Ce chapitre, présenté sous forme d'un article accepté à *Natural Hazard and Earth Science System*, « *Marine and Lake Paleoseismology* » *special issue*, propose une méthode de caractérisation de l'origine sismique des turbidites à partir de l'étude de leur structure, de leur composition et de leur temps de retour.

Le rentrant de Poverty, dans lequel est reconnu le plus grand nombre de turbidites depuis le LGM, sert de cas d'étude. Cette région possède également des archives paléosismiques côtières qui sont utilisées pour vérifier la méthode.

La base de la méthode utilisée consiste à déterminer progressivement la zone source des turbidites, de relier l'origine des turbidites au déclenchement de slope failures et de démontrer que les séismes sont les mécanismes déclencheurs les plus probables.

RÉSUMÉ EN FRANÇAIS

Le chapitre précédent énonce les principales caractéristiques des turbidites rencontrées sur la marge Hikurangi. Avant d'extraire un calendrier paléosismique de cet enregistrement sédimentaire, il convient d'identifier et de dater précisément les turbidites co-sismiques. Ce chapitre expose la méthode de reconnaissance des turbidites co-sismiques élaborée au cours de cette thèse. Il s'agit d'un *proof-of-concept* effectué sur le rentrant de Poverty permettant de démontrer la cohérence d'une méthode basée sur (1) la datation précise des turbidites et la caractérisation progressive (2) de la zone source, (3) du mécanisme déclencheur et (4) de la cause sous-jacente au déclenchement (séisme). Le système turbiditique du rentrant de Poverty a l'avantage d'être alimenté par la rivière Waipaoa, de contenir une grande quantité de turbidites (5.5 turbidites/m) depuis 18 ka, et d'être localisé sur une zone riche en failles actives connues. De plus cette région a fait l'objet de nombreux programmes de recherches et publications et certaines analyses ont été réalisées conjointement avec les équipes de recherche du NIWA et du VIMS (USA).

(1) Pour chaque carotte, un modèle d'âge est élaboré dans le logiciel Oxcal à partir de la forte densité de datations obtenues sur les carottes (1 age/m). Cette approche se base sur les taux de sédimentation des hémipélagites et permet de définir statistiquement l'âge des turbidites avec des incertitudes de 2σ : les 68 turbidites de la carotte MD06-3003 se sont déposées entre 819 ± 191 et $16,621 \pm 439$ yr BP et les 72 turbidites de MD06-3002 entre 6144 ± 386 et $17,729 \pm 701$ yr BP.

(2) L'identification de la zone source des turbidites nécessite plusieurs étapes :

- la corrélation des turbidites entre les carottes permet de reconnaître les turbidites synchrones à l'échelle du système turbiditique. La morphologie du système avec les bassins perchés de Paritu connectés entre eux, ajoutée à la forte correspondance des faciès et des propriétés pétrophysiques des turbidites synchrones indiquent qu'elles sont à chaque fois déposées par un seul courant de turbidité déclenché sur le haut de la pente continentale ou la plateforme. Ces « événements régionaux » sont appelés *basin events* et représentent >90% de l'enregistrement sédimentaire.

- les *basins events* sont déposés par des courants de turbidité dont la zone source est <1400 m. 4% d'entre eux sont reconnus comme le dépôt de crues catastrophiques ou d'éruptions volcaniques. Hormi ces cas particuliers, la majorité des *basins events* présente une signature géochimique (carbone organique) typique des environnements de haut de pente (>150 m) et les foraminifères benthiques contenus dans les turbidites proviennent également d'environnement profond de 150 à 1200 m.

(3) Le haut de pente est entaillé par un dense réseau de ravines actives. L'absence de matériel de plateforme (<150 m) et la présence de matériel provenant d'environnement à 150-1200 m suggèrent que les courants de turbidité qui déposent les *basins events* sont déclenchés par des ruptures de pentes ou *slope failures*. 67 *slope failures* sont ainsi identifiés et datées sur les derniers 18 ka, dont 26 durant l'Holocène tardif (<7 ka).

(4) Les séismes sont le mécanisme le plus vraisemblable pour déclencher les *slope failures* et les 26 *basin events* reconnus durant la période de haut niveau marin de l'Holocène tardif. Ces derniers indiquent un temps de retour moyen de 250 ans, correspondant à la récurrence des paléoséismes. Sur l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire des derniers 18 kyr, incluant la

période de bas niveau et de transgression marine, le temps de retour des *slope failures* est de 230 ans. La correspondance entre les deux valeurs indiquent que même lors des périodes de bas niveau et de transgression marine il n'y a pas de « contamination » de l'enregistrement par d'autres mécanismes comme les vagues de tempêtes, et que les *basins events* constituent d'excellentes archives paléosismiques.

Cette méthode de reconnaissance des turbidites co-sismiques permet de définir un calendrier précis des paléoseismes à partir de l'étude d'un seul système turbiditique. L'enregistrement paléosismique fourni par cette étude est étendue aux derniers 18 kyr, alors que les données côtières disponibles n'excèdent pas 9 ka. La prochaine étape, détaillée dans le chapitre suivant et aborderai succinctement à la fin de la discussion de cet article, consistera à remonter à la source sismique et établir un lien entre enregistrement paléosismique sous-marin et ruptures de failles actives connues.

BUILDING A 18,000 YEAR-LONG PALEO-EARTHQUAKE RECORD FROM DETAILED DEEP-SEA TURBIDITE CHARACTERISATION IN POVERTY BAY, NEW ZEALAND

Hugo Poudroux^{1,2}, Geoffroy Lamarche², Jean-Noël Proust¹

1. Géosciences-Rennes, Université Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France. E-mail: hugo.poudroux@univ-rennes1.fr; jean-noel.proust@univ-rennes1.fr
2. National Institute of Water and Atmospheric Research (NIWA) Ltd, Private Bag 14-901, Wellington, 6241, New Zealand. E-mail: g.lamarche@niwa.co.nz

ABSTRACT

Two ~20 m-long sedimentary cores collected in two, neighbouring mid-slope basins of the Paritu Turbidite System in Poverty Bay, east of New Zealand, show a high concentration of turbidites (5 to 6 turbidites per meter), interlaid with hemipelagites, tephtras and a few debrites. Turbidites occur as both stacked and single, and exhibit a range of facies from muddy to sandy turbidites. The age of each turbidite is estimated using the statistical approach developed in the Oxcal software from an exceptionally dense set of tephrochronology and radiocarbon ages (~1 age per meter). The age, together with the facies and the petrophysical properties of the sediment (density, magnetic susceptibility and P-wave velocity) allows the correlation of turbidites across the continental slope (1400-2300 m water depth). We identify 73 synchronous turbidites, named basin events, across the two cores between 819±191 and 17,729±701 yr BP. Compositional, foraminiferal and geochemical signatures of the turbidites are used to characterise the source area of the sediment, the origin of the turbidity currents, and their triggering mechanism. Sixty-seven basin events are interpreted as originated from slope failures on the upper continental slope in water depth ranging from 150 to 1,200 m. Their earthquake trigger is inferred from the heavily gullied morphology of the source area and the water depth at which slope failures originated. We derive an earthquake mean return time of ~230 years, with a 90% probability range from 10 to 570 years. The earthquake chronology indicates cycles of progressive decrease of earthquake return times from ~400 years to ~150 years at 0-7 kyr, 8.2-13.5kyr, 14.7-18 kyr. The two 1.2 kyr-long intervals in between (7-8.2 kyr and 13.5-14.7 kyr) correspond to basin-wide reorganisations with anomalous turbidite deposition (finer deposits and/or non deposition) reflecting the emplacement of two large mass transport deposits much more voluminous than the “classical” earthquake-triggered turbidites. Our results show that the progressive characterisation of a turbidite record from a single sedimentary system can provide a continuous paleo-earthquake history in regions of short historical record and incomplete onland paleo-earthquake evidences. The systematic description of each turbidite enable us to infer the triggering mechanism.

Keywords : Waipaoa River, Oxcal, age model, submarine paleoseismicity, Hikurangi Margin

1. INTRODUCTION

Earthquake records need to include a large number of events so that meaningful statistical analysis can be undertaken and used for seismic hazard assessments. For large earthquakes with return intervals of hundreds to thousands of years, this implies the building of earthquake chronologies going back several thousands of years. While this may be achievable in regions where human occupation extends over a few thousands of years, like in the Mediterranean basin (e.g. Gràcia et al., 2010) or the Marmara Sea region (e.g. McHugh et al., 2006), this is not the case in Oceania where human settlements are more recent. Hence, the need to develop specific methodologies and protocols to investigate past earthquakes is critical for countries like New Zealand. There, less than a 1,000 years of human occupation and limited historical record covering only the last ~170 years have meant that evidence of past large earthquakes along the plate boundary are scarce. Although paleoseismic events have been identified based on historical earthquakes' side effects (e.g. Downes et al., 2000; Grapes and Downes, 1997; McGinty et al., 2001), the data are incomplete reflecting the fragmentary nature of the terrestrial record upon which the paleoseismic history is based (Berryman, 1993; Cochran et al., 2006; Goff & Dominey-Howes, 2009; Hayward et al., 2006; Wilson et al., 2006; 2007).

Submarine paleoseismology is a developing field of science which aims to characterise offshore earthquake sources and develop protocols and methodology to build earthquake histories from marine environments (Pantosti et al., 2011). This includes identifying and justifying the use of new paleo-earthquake proxies. Amongst those, gravity flow deposits and turbidites have been successfully used as paleo-earthquake indicators in a number of environments including the Cascadia Margin (Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003; 2007), the northern San Andreas Fault (Goldfinger et al., 2008), the northern Ecuador Margin (Ratzov et al., 2010), the southwestern Iberian Margin (Gràcia et al., 2010), Haiti (McHugh et al., 2011) and Japan (Huh, et al., 2004; Nakajima and Kinai, 2000; Noda et al., 2008). However, the turbidite paleoseismology approach is essentially based on the identification of synchronous turbidity currents from different sedimentary systems and the correlation with historical earthquakes. Many issues remain in using turbidites as paleo-earthquake proxy, and in particular the need to identify the triggering mechanisms of the turbidites and extract the paleo-earthquake record from areas lacking significant historical records.

The Hikurangi Margin in New Zealand is an ideal location for turbidite paleoseismology studies. This is particularly valid in the Poverty Bay region (Fig. 1), where very high sediment delivery (~15Mt/a; Hicks and Shankar, 2003; Hicks et al., 2004), high deposition on the continental shelf and slope (~1 cm/a; Foster and Carter, 1997; Miller and Kuehl, 2010; Rose and Kuehl, 2010), a very large number of turbidites (3.7-6.7 turbidites/kyr; Lewis and Pettinga, 2004; Pouderoux et al., 2012), presence of well dated tephras to underpin chronologies (Lowe et al., 2008) and intense earthquake activity (~4 $M_w \geq 5$ earthquakes per year since 1940; geonet.co.nz; Doser and Webb, 2003; Reyners and McGinty, 1999; Webb and Anderson, 1998) over the last 18,000 years provide the right environment to apply and further develop such studies. Furthermore, onshore studies in the Hawkes Bay - Poverty Bay region have provided a paleo-earthquake record to compare with over the last 9 ka based on uplifted marine terraces (Wilson et al., 2006; 2007), subsidence episodes (Cochran et al., 2006; Hayward et al., 2006), and tsunamis coastal deposits (Cochran et al., 2006; Goff & Dominey-Howes, 2009).

This study aims to show that the turbidite record from a turbidite system fed by a single source region can be used as a paleo-earthquake proxy over a 18 ka period, in order to define the age, frequency, source and impact of large and repetitive earthquakes. The principal objectives are to (1) provide a precise age of each turbidity currents that have flowed in the Paritu Turbidite System, afforded by the correlation of turbidites over the system, (2) define

the source area and the origin of the turbidity currents, (3) establish the earthquake trigger of these slope failures, and (4) propose a chronology of earthquakes over a 18 ka period.

2. THE NORTHERN HIKURANGI MARGIN

2.1. Regional settings

The Hikurangi Margin is a region of intense tectonic and seismic activity associated with the oblique subduction of the Pacific Plate beneath the eastern North Island (Fig. 1). The subduction front runs along the 3500 m-deep Hikurangi Trough at the toe of the continental slope. The margin divides in southern and northern segments at $\sim 39^{\circ}30'S$, in Hawke Bay. Sediment accretion dominates along the southern segment (Lewis and Pettinga, 1993). Along the northern segment, a 20-30 km-wide continental shelf, a steep sediment-starved inner trench wall, and the two large Poverty (Pedley et al., 2010) and Ruatoria (Collot et al., 1996; Collot et al., 2001; Lewis et al., 2004) morphological re-entrants together indicate large scale tectonic erosion, but in presence of continuing high sediment accumulation.

The Poverty re-entrant covers an area of $\sim 1,500 \text{ km}^2$ of rough morphology characterised by gullies, ridges, troughs, channels and hummocks of debris avalanches (Fig. 2A). The re-entrant is the result of successive continental slope failures since $\sim 1,500 \text{ ka}$ (Pedley et al., 2010). It divides in two distinct morphological and sedimentary systems: the Poverty Canyon System to the south and the Paritu Turbidite System to the north (Orpin, 2004; Fig.1). The present study focuses on the latter which has characteristic morphological features, namely (Fig. 2A): a heavily gullied upper slope at 150-1,200 m water depth (dip of 3 to 6°); the mid-slope east-west Paritu Trough at 1,200-1,500 m water depth; the margin-parallel North and South Paritu Ridges, which are separated by a NW-SE-trending Paritu Channel, that leads downslope into a NE-SW trending Lower Paritu Basin at 2,300 m water depth (Orpin, 2004; Pedley et al., 2010). The Paritu Trough covers approximately 250 km^2 . Its hummocky seafloor corresponds to the large Poverty Debris Avalanche (PDA; Fig. 2A; Orpin, 2004; Mountjoy and Micallef, 2011; Pedley et al., 2010). The PDA is composed of two mass transport deposits (called here U-1 and U-2), emplaced from retrogressive massive slope failures of the upper slope that remobilised about $33 \pm 5 \text{ km}^3$. The emplacement of the PDA is older than 3,410 yr BP (Orpin, 2004), and could be as old as 13.6 kyr (Pouderoux et al., 2012).

At present, intense onland erosion results in the Waipaoa River delivering up to 15 Mt of sediment per year onto the continental shelf and slope (Fig. 1; Hicks & Shankar, 2003). The drastic environmental changes due to human colonisation beginning about 500-700 years ago and heightening during European settlement (McGlone et al., 1994; McGlone and Wilmshurst, 1999) dramatically increased by $\sim 660\%$ the sediment delivery (Gomez et al., 2004; 2007; Kettner et al., 2007). Presently, the Waipaoa River may generate hyperpycnal flows once every 40 years (Hicks et al., 2004), which deposits are rarely preserved in the sedimentary record of the shelf (Rose and Kuehl, 2010). Only catastrophic climatic events are recordable such as the 1988 Cyclone Bola and subsequent flood, which were recorded on the inner shelf, differentiating from the hemipelagic background by its finer grain size and strong terrestrial carbon signatures (Brackley et al., 2010; Foster and Carter, 1997). During pre-human time, the sedimentary record of floods and earthquakes were also suggested in a 2,400 years sedimentary shelf record using grain size variations and temporal correlation with onland records (Gomez et al., 2007).

The rhyolitic New Zealand Central Volcanic Region (Fig. 1), 350 km west of the subduction margin, is a prolific source of geochemically-distinct and dated tephras that punctuate the terrestrial and offshore stratigraphic record throughout the Quaternary (Lowe et al., 2008).

2.2. Seismicity

Historical and pre-historical seismic records indicate a high recurrence of moderate earthquakes ($M_W > 6.5$) along the Hikurangi Margin (Anderson and Webb, 1994; Doser and Webb, 2003; Webb and Anderson, 1998). The 1931 M_W 7.8 Napier earthquake is the most damaging historical earthquake that has affected the region.

Large prehistoric earthquakes ($M_W > 7$) are inferred from uplifted coastal terraces and subsided swamps younger than 9 ka (Fig. 1; Berryman et al., 1993; Cochran et al., 2006; Hayward et al., 2006; Wilson et al., 2006; Wilson et al., 2007). The composite prehistoric earthquake record results in a mean return time of ~ 800 years. However, this record is likely to be incomplete and underestimated since uplift and subsidence episodes are mainly driven by near-shore upper plate fault ruptures (Litchfield et al., 2010). Evidence of paleo-tsunamis for the last 6 kyr are used as earthquake indicators when their deposits are consistent with local fault-generated earthquakes (Goff and Dominey-Howes, 2009). The two 1947 Poverty earthquakes (M_W 6.9-7.1) generated tsunamis along 50-100 km of coastline but with no significant coastal uplift (Doser and Webb, 2003; Downes et al., 2000). Both have been interpreted as possibly originating from ruptures of narrow portions of the plate interface (Downes et al., 2000). The paleo-tsunami record provides a mean return time of 890 years, but the record is possibly incomplete (Downes et al., 2000).

There are no plate interface ruptures unambiguously identified along the Hikurangi Margin. Great earthquakes ($M_W > 8$) associated with a rupture of the plate interface have only been inferred from seismologic and geodetic modelling (Reyners, 1998; Reyners and McGinty, 1999; Wallace et al., 2009; Cochran et al., 2006; Stirling et al., 2011). The subduction interface model suggests two rupture segments for the northern Hikurangi Margin, the Raukumara segment to the north extending from the Mahia Peninsula to East Cape, and the Hawke Bay segment to the south, both capable of generating great earthquake $M_W > 8$ (Litchfield et al., 2009; Wallace et al., 2009; Stirling et al., 2011) (Fig. 1; Table 1).

2.3. Sedimentation patterns

Postglacial sedimentation in the Poverty region is mostly concentrated on the shelf, in distinct depocenters extending parallel to the coast line (Foster and Carter, 1997; Orpin et al., 2006; Gerber et al., 2010; Miller and Kuehl, 2010). The drastic environmental changes due to human colonisation reduced the present day trapping efficiency of the shelf from $\sim 90\%$ to $\sim 25\%$ and a significant amount of river sediments by-passes the shelf to reach the upper continental slope (Alexander et al., 2010; Gerber et al., 2010; Miller & Kuehl, 2010). Two mid-shelf basin depocenters trap most Holocene sediment delivered by the Waipaoa river (Gerber et al., 2010). Another depocenter, lying on the outer shelf upstream of the Paritu Turbidite System (Fig. 2A), reaches a postglacial thickness of 40 m (Orpin et al., 2006). Cross-shelf sediment pathways supplying this outer shelf depocenter were established early in the Holocene (Orpin et al., 2006).

Downstream on the continental slope, multibeam imagery identifies debris and avalanche deposits at the toe of the gullied upper slope of the Paritu Turbidite System, arguing for a high slope instability (Orpin, 2004). At the opposite, the Poverty Canon System is largely inactive during the late Holocene (Walsh et al., 2007). These patterns were confirmed by morphological analysis of the gully complex, which show mature (mostly inactive) gullies connecting to the Poverty Canyon System and intermediate to immature (mostly active) gullies connected to the Paritu Turbidite System (Fig. 2A; Mountjoy and Micallef, 2011).

In mid-slope basins of the Paritu Turbidite System, mid-late Holocene accumulation rate is estimated at ~ 60 cm/kyr (Orpin, 2004). Since ~ 18 ka, postglacial sedimentation of the Paritu Trough and Lower Paritu Basin is composed of airfall tephras, debrites, hemipelagites and

turbidites, respectively associated with volcanic eruptions, debris flows, marine sedimentation and turbidity currents (Fig. 3; Orpin, 2004; Pouderoux et al., 2012). Tephra consist of cm-thick, normally graded, pinkish silts composed exclusively of pumiceous ash. Tephra have sharp basal contacts and are capped by a clayey bioturbated horizon. Debrisites are cm-thick chaotic units of dark olive-grey silty-clays containing sand to pebble size shell fragments. Hemipelagites are cm-thick, light olive-grey silty-clays with pervasive bioturbation. Turbidites are composed of cm-thick, dark olive-grey to dark grey, normally graded units, with grain size ranging from 100 to 10 μ m upward. Basal sands are predominantly composed of quartz and volcanoclastic grains (pumiceous lapilli and glass shards). Turbidites have a sharp basal contact and a progressive and bioturbated upper boundary with hemipelagites. The characterisation and differentiation of hemipelagites from turbidite tails are based on variations in composition, highlighted by colour changes, since grain size is very similar (Fig. 3). Hemipelagites mostly contain volcanoclastic grains, usually pumiceous lapilli, whereas turbidite tails are essentially made up of quartz grains. The paleontological content (ie. pelagic and benthic foraminifers) is low (<10%) and is not a key parameter (Pouderoux et al., 2012).

Turbidites make up ~75% of the infilling with the remainder usually consisting of interbedded hemipelagites. In the Paritu Turbidite System, they are sub-divided into five distinct facies based on their grain size, internal structures, sand composition and foraminifer assemblage: muddy turbidites, silt laminae turbidites, silty turbidites, sandy turbidites and basal reverse-graded turbidites (Pouderoux et al., 2012). The last differs from the others four sub-facies as its basal reverse-graded unit is underlying the normal graded sequence. Some silty to sandy turbidites made up of >90% of volcanoclastic grains from a single volcanic eruption are called primary monomagmatic turbidites, following the definition of Schneider et al. (2001). Although, their coarse basal grain-size differs markedly from the tephra lithofacies, their emplacement directly after the volcanic eruption make them datable as a pure tephra.

3. DATA AND METHODS

3.1. Cores analyses

The present study is based on two giant piston cores (MD06-3002 and MD06-3003) collected in the Paritu Turbidite System off the Poverty re-entrant using the R/V Marion-Dufresne capability (Proust et al., 2006; 2008). The cores targeted the deep-sea sedimentation deposited since the Last Glacial Maximum (LGM) (Fig. 2A; Table 2). MD06-3003 was collected in the Paritu Trough in water depth of ~1400 m, at the front of the Poverty Debris Avalanche, and MD06-3002 was collected in the Lower Paritu Basin in water depth of ~2300 m. High-resolution 3.5 kHz seismic reflection data and EM300 multibeam bathymetry allowed assessment of the sampling sites in terms of homogeneity and presence of sub-seafloor reflectors indicative of turbidites as well as tephra (Fig. 2B).

Comprehensive sedimentological were undertaken on the two cores (Pouderoux et al., 2012). They included detailed visual description, X-Ray radiographs of split cores, grain-size analyses of selected intervals and compositional characterization of the sediments. Geophysical analysis, undertaken on split cores using a Geotek Multi-Sensor Track (MST) provided continuous gamma density, magnetic susceptibility and P-wave velocity measurements as well as high definition pictures.

Total organic carbon (TOC), C/N ratios and $\delta^{13}\text{C}$ measurements were undertaken on 64 silty-clay samples taken in MD06-3003 from well identified hemipelagites and turbidite tails (finest fraction at the top of turbidite sequences) using the colour proxy defined by Pouderoux

et al. (2012) in the Ruatoria re-entrant, 100 km NE of the study site. Measurements of ~1g bulk samples were used to (1) ascertain the differentiation between hemipelagite and turbidite tails in the Poverty re-entrant, and (2) estimate the origin of the sediment involved in turbidites. All samples were prepared and analysed for %TOC, %N used to calculate C/N ratios, and $\delta^{13}\text{C}$ at the National Institute of Water and Atmosphere (Wellington, New Zealand). Sediment was acidified with an excess volume of 10% hydrochloric acid, then rinsed three times with deionised water, before drying overnight at 60°. Sediments were ground using a mortar and pestle, then weighed into tin capsules prior to stable isotope analysis. Carbon and nitrogen stable isotope analyses were carried out on a NA 1500N elemental analyser (Fisons Instruments, Rodano, Italy) linked to a Delta^{Plus} continuous flow isotope ratio mass spectrometer (Thermo-Fisher Scientific, Bremen, Germany). Percent OC and % N values were calculated relative to a solid laboratory reference standard of DL-Leucine (DL-2-Amino-4-methylpentanoic acid, C₆H₁₃NO₂, Lot 127H1084, Sigma, Australia) at the beginning of each run. Internal standards were routinely checked against National Institute of Standards and Technology (NIST) standards to maintain accuracy. Repeat analysis of NIST standards produced data accurate to within 0.3 ‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and a precision of better than 0.2 ‰ for N and 0.3 ‰ for C. For % N and C content, data are accurate to within 0.4%, with a precision usually better than 0.3% for N and 0.2% for C.

3.2. Age models

Robust age models are required to determine the age and return time of the turbidites identified and characterised from the sedimentological analysis. Turbidites cannot be dated directly as they consist of remobilised material of diverse origins and ages, emplaced instantaneously (Khripounoff et al., 2003). The background hemipelagite deposited continuously beneath and above a turbidite layer usually provides datable material (e.g. Goldfinger et al., 2003). In this study, the large number of turbidites in both cores (from 5 to 6 turbidites per meter; Pouderoux et al., 2012) prevented us from developing a systematic down-core age record. Time constraints are provided by 28 absolute ages (1 age/m in average) determined by Pouderoux et al. (2012) from tephra identification and AMS ¹⁴C radiocarbon (Tables 3 and 4). The youngest date obtained in MD06-3002 is 6060 ¹⁴C years at 0.63 m (Table 4). No major disturbance were identified downcore and MD06-3002 contains a continuous sedimentary record up to 14,301 ¹⁴C years at 10.3 m. MD06-3003 covers a complete chronology from 842 ¹⁴C years at 0.25 m to 13,800 ¹⁴C years at its base.

The age of each turbidite is estimated using the statistical approach developed in the Oxcal software (depositional model sequence in the version 4.1; Bronk Ramsey, 2008). Oxcal interpolates the sedimentation rate along the cores, ascertains the age of each time marker (tephra or ¹⁴C ages) and calculates the age of sediment at a given depth. The depth corresponds to the cumulated depth of hemipelagite (or corrected depth), which is deposited continuously and calculated by removing all turbidites and tephra layers from the total core length. Because we assumed there was negligible erosion at the base of turbidites regarding the fine grain size of turbidites, their reduced thickness usually < 10 cm and the relative homogeneity of the sedimentation since 18 ka (Pouderoux et al., 2012), we believe the hemipelagite cumulated depth for each core represents the entire sedimentation time without major hiatus. Oxcal is most usually utilised to reduce the age uncertainties provided by ¹⁴C ages taken systematically below turbidites (Goldfinger et al., 2003; 2007; 2008; Gràcia et al., 2010) and is adapted in this study to date individual turbidites.

The age model is built following Gràcia et al. (2010) from the Oxcal *P_Sequence* deposition model, which is a Bayesian function that assimilates sedimentation as an inherently random process following a Poisson law (Bronk Ramsey, 2008). The resulting age model increases

uncertainties with distance from the time constraints. The parameters required to generate the *P_Sequence* model are the uncalibrated ^{14}C ages and respective ΔR , or the calibrated tephra ages, with their corresponding corrected depth. The model boundaries are provided by the top and base of the core. The program extrapolates the age of these boundaries with the constraint that the top of the core cannot be younger than 0 yr. The regularity of the sedimentation is determined by the k parameter: the higher the k parameter, the more linear the deposition along core and the smaller the turbidite age uncertainties. The k parameter is generally lower than 2. The model then refines the age of each sample following the regularity of the sedimentation. In the Poverty Bay, the hemipelagite sedimentation is assumed constant and homogeneous for the time period considered (Pouderoux et al., 2012), so that we were able to set the highest possible values of k that provided a modelled age of each time marker within 1 σ of the calibrated age. The model finally calculates the age of each corrected depth corresponding to a turbidite and generates the 68.2% and 95.4% probability age ranges (1 σ and 2 σ). In the following sections, ages are reported with 2 σ uncertainties.

3.3. Core correlations

The correlation of turbidites between the two cores is a fundamental step as it provides essential criteria for discussing their origin, implementation and triggering mechanisms. Correlation is primarily based on the timing and ages, hence the absolute necessity to generate a robust age model. Because of the large number of turbidites in the cores (Pouderoux et al., 2012), correlations were rarely unequivocal, i.e. one turbidite in one core was often time correlative with several in the other core. To refine correlations, we used the geophysical properties (peak-to-peak correlation), the relative thickness from the nearest time markers, usually tephra layers, and the turbidite facies. Peak-to-peak correlation suggests that correlative turbidites are similar in composition and share the same source area (Goldfinger et al., 2007; 2008) and is therefore an excellent tool for correlating turbidites from one core to the other.

3.4. Terminology

In the sedimentary record of the Paritu Turbidite System, we distinguish stacked turbidites from isolated turbidites. Stacked turbidites consist of two or more successive turbidites with no intervening hemipelagites. They represent successive turbidity currents emplaced “instantaneously” at geological time scale since erosion is considered negligible. Isolated turbidites are systematically under- and over-lain by hemipelagites. Because tephra usually settle within days to months after a volcanic eruption (e.g. Wiesner et al., 1995), they are used as proxy for time between successive turbidites. Both stacked and isolated turbidites represent a single depositional event, called a turbidite event (Tx), as the presence of intervening hemipelagite or tephra is the only guarantor that time has elapsed between two successive turbidites.

The correlation of turbidite events between the two cores permit to characterise their deposition as (1) basin events, (2) isolated events and (3) undetermined events. (1) Basin events are synchronous turbidite events recorded in both cores. Basins events are labelled Px, x being the event sequential number in the basin from younger (P1) to older. (2) Isolated events are depositional events observed in only one core. Finally, (3) undetermined events are those that cannot be correlated due to a lack of recovered material in the neighbouring core.

A basin event is recognized by synchronous turbidites in both cores. As a result, the age of the basin event is given by the common age range from both cores. This methodology helps to refine the age and reduce the 2 σ range.

4. RESULTS

4.1. Sediment characteristics

Cores MD06-3002 and MD06-3003 contain the four main lithofacies recognised by Pouderoux et al. (2012):

- four and five tephras are respectively recorded in MD06-3002 and MD06-3003 (Table 4). Only the Mamaku, Rotoma and Opepe tephras were identified in both cores. Tephras have generally high density ($>1.8 \text{ g/cm}^3$), MS ($> 40 \text{ SI}$), and P-wave velocity ($> 1300 \text{ m/s}$) with generally sharp variations at the base and top boundaries. We assume that all pure tephras originate from ash-fall coincident with New Zealand Central Volcanic Region volcanic eruptions (Wiesner et al., 1995; Carter et al., 1995).
- two debrites are identified in MD06-3003 at 5.30 m and 12.85 m, and none in MD06-3002. The debrite-turbidite couplet pattern observed at 5.30 m may be due either to the deposition of two distinct gravity flows or to the deposition of a single gravity flow showing hybrid behaviour (Haughton et al., 2009). The latter option is preferred since similar stacked deposits are recognised for slope failure induced gravity flows (e.g. Schnellmann et al., 2002).
- hemipelagites are characterised by low density ($\sim 1.8 \text{ g/cm}^3$), P-wave ($\sim 1300 \text{ m/s}$ in MD06-3003 and 1400 m/s in MD06-3002), and MS ($\sim 10 \text{ SI}$ in MD06-3003 and $\sim 60 \text{ SI}$ in MD06-3002).
- one hundred turbidites organised into 72 turbidite events (T1 to T72, Table 5) are identified in MD06-3002, as well as 101 turbidites in MD06-3003, organised in 68 turbidite events (T1 to T68). Turbidite thicknesses are $<15 \text{ cm}$ and $<24 \text{ cm}$ in MD06-3002 and MD06-3003, respectively. Turbidites have high density ($1.8 \text{ to } 2.2 \text{ g/cm}^3$), magnetic susceptibility ($10\text{-}100 \text{ SI}$ in MD06-3003 and $60\text{-}120 \text{ SI}$ in MD06-3002), and P-wave velocity ($1300\text{-}1500 \text{ m/s}$ in MD06-3003 and $1400\text{-}1600 \text{ m/s}$ in MD06-3002). All turbidites in this study are interpreted as deposited by low to medium density turbidity currents as defined by Stow & Shanmugam (1980) and Bouma (1962). Only six turbidites recognised as basal reverse-graded turbidites were interpreted as hyperpycnites in MD06-3003 (ie. flood-induced turbidites deposited by a hyperpycnal flow, following the definition of Mulder et al., 2003).

4.2. Age model

The age vs. depth plot from the ten calibrated dates obtained from MD06-3002 by Pouderoux et al. (2012) shows a non-linear downcore trend, so we use a low k parameter ($k=0.4$) in the Oxcal deposition model, which implies high age uncertainties between time markers (Fig. 4A). The 2σ age range of each turbidite event is then relatively high ranging from 25 to 757 years. In MD06-3003, the strong disturbance in the upper 1.50 m (corrected depth) resulted in two downcore trends in the age model (Figs. 4B and C) and very high age uncertainties when using one single k parameter ($k=0.1$). The 1.50 m mark is highlighted by a $\sim 20 \text{ cm}$ thick primary monomagmatic turbidite, which presumably stopped the downcore propagation of the deformation. The stratigraphic position of this layer between the ^{14}C age at 3170 ^{14}C years above and the Whakatane tephra below (5530 yr BP) suggests that it is related to the Waimihia volcanic eruption (dated at $3,410 \pm 40 \text{ yr BP}$ by Lowe et al., 2008), since no other large eruptions are known to have affected the Poverty region at that time (Gerber et al., 2010; Orpin, 2004; Wilson, 1993). We use this newly determined age of $3,410 \pm 40 \text{ yr BP}$ in the age model. To better constrain the age of each turbidite event in the core, we used two P_{sequence} models on either side of the “Waimihia turbidite”, with $k=0.2$ in the upper part and $k=2.6$ in the lower part. This results in two mean corrected sedimentation rates of $\sim 10 \text{ cm/kyr}$ and $\sim 40 \text{ cm/kyr}$ below and above Waimihia, respectively. Although the sedimentation

rate in the upper part of the core is exaggerated because of sediment stretching (Fig. 4C), the turbidite event ages generated by the OxCal model are acceptable since it is constrained by five ^{14}C ages and two tephtras (Waimihia and Taupo at 96 cm) over 150 cm. The use of the two age model provides good 2σ age range of the turbidite events which varies from 28 to 439 years.

The age model provides a precise age for each turbidite event (Table 5). The 72 turbidite events recognised in MD06-3002 are dated between $6,144\pm386$ and $17,729\pm701$ yr BP. 38 were deposited during the Holocene (0-11.6 kyr), among which 4 during the Late Holocene (0-7 kyr) at $6,144\pm386$, $6,397\pm227$, $6,600\pm224$, and $6,903\pm277$ yr BP. The remaining 30 occurred during the Late Pleistocene between $11,623\pm436$ and $17,729\pm701$ yr BP. The 68 turbidite events from MD06-3003 are dated from 819 ± 191 to $16,621\pm439$ yr BP. 44 were distinguished during the Holocene, among which 27 during the Late Holocene. The remaining 28 occurred during the Late Pleistocene between $11,659\pm348$ and $16,621\pm439$ yr BP.

4.3. Core correlations

Excellent peak-to-peak correlations of geophysical properties generate a robust correlation of turbidite events, despite the complex overlap of their 2σ age ranges (Figs. 5A and B). In particular, geophysical properties provides valuable information for the correlation of turbidite events composed of stacked turbidites. For instance, the peaks in the density and the magnetic susceptibility in Fig. 5B show that turbidite event T59 in MD06-3003, which is composed of two successive turbidites, is correlated with turbidite events T56 and T57 in MD06-3002, each composed of isolated turbidites (Fig. 5C). This possibility that some turbidite events may be misinterpreted confirm the importance of cores correlations and helps in the recognition of 14 basin events made up of the correlation of one stacked turbidite with many isolated turbidites (Table 5).

The two cores overlap from 6 to 16.6 ka, during which 39 and 42 turbidite events are recorded in MD06-3003 and MD06-3002 respectively (Fig. 2A; Fig. 5C; Table 5). Over that period, three tephra layers provide absolute time lines and unequivocal correlation ties. 46 basin events are recognised during that time period. Isolated events (turbidite events not correlated and recognised in only one core) are identified in both cores : 20 in MD06-3002 and 10 in MD06-3003.

Two short intervals Int1 (7-8.2 kyr) and Int2 (13.5-14.7 kyr) concentrate two third of the isolated events (Fig. 5C, Table 5), and show contrasting sedimentological characteristics from the rest of the cores. Interval Int1 is characterised by one basin event (P28), and 10 isolated events in MD06-3002 and none in MD06-3003. In MD06-3002, eight of the isolated event (T9-T16) are concentrated at the base of Int1, below P28 when MD06-3003 only record hemipelagite (Table 5). Interval Int2 is characterised by two basin events (P56 and P57) and 9 isolated events : four in MD06-3003 (T52-T55) just below basin event P57, during which MD06-3002 only records hemipelagites, and five in MD06-3002 (T47-T52) above basin event P56 with no corresponding hemipelagite in MD06-3003. The Waiohau Tephra ($13,635\pm165$ yr BP) identified in MD06-3002 is interbedded in the five isolated events, but is absent in MD06-3003 suggesting erosion in that core. Both intervals Int1 and Int2 correspond to short time periods (1.2 ka) possibly associated to basin wide reorganizations (see discussion). Because the aim of the study is to define the earthquake-trigger of turbidites and a generate a paleoseismic record, we removed these two intervals of anomalous sedimentation from the turbidite record.

Forty-three basin events are identified between 6 and 16.6 ka, excluding Int1 and Int2, representing an average return time of 215 years. There are a further 27 undetermined events, distributed as 22 events younger than 6 ka at the top of MD06-3003 and five events older than

16.6 ka at the base of MD06-3002. These undetermined events have an average return time of 235 and 190 years, respectively, which is very similar to the 215 years average return time of basin events. This correspondence of return times suggests that the 27 undetermined events can be used as proxy for basin events. Therefore, we use a total of 70 basin events recognized between 819 ± 191 and $17,729 \pm 701$ yrs BP (excluding Int1 and Int2), which results in a mean return time of 220 years.

4.4. Geochemical analysis

Organic carbon analysis were performed on 12 hemipelagite and 38 turbidite samples, collected in MD06-3003 (Fig. 6A), from 0.46 to 11.5 m, over a 14.7 kyr time period from 0.8 to 15.5 ka. The analyses were performed to ascertain the differentiation between hemipelagites and turbidites, to spatially constraint the origin of turbidity currents and to confirm their triggering by earthquake ground-shaking. For that purpose, turbidites samples were taken within basin events, excluding Int1 and Int2 and turbidite events related to floods or volcanic eruptions (as defined by Pouderoux et al., 2012). The samples were sorted into three time periods corresponding to sea level fluctuations and climate oscillations : the Late Holocene from 0 to 7 ka which corresponds to basin events P1 to P27, the Early Holocene from 7 to 11.6 ka (P29 – P47), and the Late Pleistocene from 11.6 to 15.5 ka (P48 – P62) (Fig. 6).

The upper 5.5 m of core MD06-3003 covers the time span from the Late Holocene period of stable climate and sea level highstand, similar to present day climato-eustatic conditions. Measured $\delta^{13}\text{C}$ values range from -22.2 to -23.5, and C/N values from 7 to 9 (Fig. 6B). Hemipelagites have higher $\delta^{13}\text{C}$ and lower C/N values than turbidites. At each period, hemipelagites and turbidites separates clearly (Figs. 6 B and D), which justifies using the colour proxy to characterise hemipelagites. From the Late Pleistocene (11-15.5 kyr) to the Late Holocene (0-7 kyr), hemipelagites and turbidites geochemical signatures show a global trend of increasing $\delta^{13}\text{C}$ and decreasing C/N (Fig. 6B, D), probably related to the marine transgression.

We compared our results to present day organic carbon values of hemipelagites sediments (bulk values) provided by the land-sea transect of Brackley et al. (2010). These values are used as a reference for the signature of terrestrial sediments (soil from the floodplain, sample 1 in Fig. 6A), the continental shelf (samples 2 and 3), the gullied upper slope (samples 4 and 5) and the Paritu Trough (sample 6) close to MD06-3003. The C/N vs. $\delta^{13}\text{C}$ plot of these samples shows a general increase of $\delta^{13}\text{C}$ (from -27 to -21.5) and decrease of C/N (from 12 to 9; Fig. 6B) in a seaward direction. These values can be compared with our Late Holocene samples, since the climate and sea level remained roughly constant over the last 7 kyr. Late Holocene sediments share similar $\delta^{13}\text{C}$ values with the present day measurements of the Paritu Trough and the gullied upper slope (Fig. 6B). In particular, Late Holocene and present day hemipelagites from the Paritu Trough are very similar, and turbidites and the gullied upper slope have corresponding values. C/N values from the Late Holocene are clearly lower than the present day measurements. This may be due to the drastic environmental changes associated with forest clearance from 500-700 yr BP onwards (Neil H., pers.com.; McGlone et al., 1994; McGlone and Wilmschurst, 1999). In particular, European colonisation, which began 170 yr ago, caused major increase in sediment discharge to the continental shelf and slope (e.g. Gomez et al., 2007; Gerber et al., 2010; Miller and Kuehl, 2010), which modify the geochemical signature of the sediment.

5. DISCUSSION

Here we show that the turbiditic record is a compelling paleo-earthquake proxy, which provides the means required to derive the age, frequency, source and impact on the slope stability of large and repetitive earthquakes over an 18kyr period. In the first three sections of the Discussion, we establish the link between turbidites and earthquakes using a rationale based on the progressive characterisation of the turbidites, different from the confluence and synchronicity approach of Goldfinger et al. (2003; 2007; 2008): (1) define the likely triggering mechanisms of turbidites by identifying the source area and the slope failure origin; (2) connect the slope failure trigger with earthquakes so that turbidites can be used as paleo-earthquakes proxy; and (3) compare the earthquake frequencies deduced from turbidites with that calculated from empirical fault-earthquake relationships to determine a potential list of earthquake sources. The final section of the Discussion presents an application of the paleo-earthquake proxy (age, frequency, sources), by discussing the influence of repetitive earthquakes on the occurrence of large debris avalanches in the Paritu Trough.

5.1. Slope failure origin of basin events

Some known triggering mechanisms of turbidity currents include slope failures (e.g. Piper et al., 1999), coastal sediment resuspension (e.g. Piper and Normak, 2009; Wright and Friedrichs, 2006), dense shelf water cascades (e.g. Canals et al., 2006), vertical density currents (e.g. Manville and Wilson, 2004), and large floods (e.g. Mulder et al., 2003). The Paritu Trough and the Lower Paritu Basin are morphologically connected by the Paritu Channel (Fig. 2A). That the channel acts as a sediment pathway is corroborated by the correlation of turbidite events between the two cores, whereby >90% of turbidite events identified are basin events. This indicates that any correlative turbidite event in both cores originated from the same turbidity current rather than from geographically distinct synchronous gravity flows. The three basin events from intervals Int1 and Int2 of anomalous sedimentation are excluded from the record as they are not considered as representative of the overall sedimentary regime. Consequently, all 70 basin events identified between 819 ± 191 and $17,729 \pm 701$ yr BP represent a distinct record of 70 turbidity currents, each originated from, or at least transiting through, the gullied upper slope (i.e. < 1200 m; Fig. 2A). Amongst them, three events exhibit characteristic sedimentological features and correspond to the sedimentary record of catastrophic floods (typical basal reverse grading sequence of hyperpycnites in P48 and P53) and volcanic eruptions (distinctive sand composition dominated by volcanoclastic material in P13) (Table 5; Pouderoux et al., 2012). These two mechanisms represent only 4% of the record. The triggering mechanism of the remaining events is therefore attributed to slope failures, coastal sediment resuspension, or dense shelf water cascading. Basin events triggered by the two latter mechanisms usually exhibit a characteristic contribution of shelf material (from 0 to 150 m deep), while slope failures are phenomena occurring on the upper slope and usually contain a signature deeper than the shelf edge (> 150 m deep).

The likely origin from the gullied upper slope for the remaining 67 basin events is confirmed by the followings observations. Given the freshness of the topography visible in the multibeam imagery, it is likely that the gullied upper slope has been active in geologically recent times (Mountjoy and Micallef, 2011). Active gullies in the upper slope of the Paritu Turbidite System (Fig. 7C) compared to inactive mature gullies of the Poverty Canyon system, filled by postglacial sediments at the canyon head (Orpin et al., 2006; Walsh et al., 2007), suggest that the gravity flow activity is concentrated on the Paritu Turbidite System, at least during the Holocene. The $\delta^{13}\text{C}$ signal from basin events and surface sediments from the

gullied upper slope have similar ranges (Fig. 6B), suggesting that basin events include reworked material from water depth ranging from 150 to 1200 m (Fig. 2A). The foraminiferal content (Pouderoux et al., 2012) shows a majority of benthic species from environments deeper than the shelf edge (>150 m; Fig. 2A) and an extremely low shelf contribution (<10%; Fig. 7A), corroborating our interpretation as an upper slope origin for the basin events. Lastly, the sand of basin events is essentially composed of volcanoclastic grains and light minerals (mostly quartz grains), very likely supplied by the nearby Waipaoa River (Fig. 7B; Pouderoux et al., 2012). The lack of clear shelf or terrestrial signature of basin events implies a storage time before remobilisation. Such storage may be occurring in the outer-shelf depocenter of the Poverty shelf, which lies upstream the Paritu Turbidite System at the shelf edge and has accumulated up to 40 m of postglacial material (Fig. 2A; Orpin et al., 2006; Gerber et al., 2010).

The most likely mechanism to generate turbidity currents able to deposit basin events of such characteristics is by down-slope transformation of slope failures on the gullied upper slope (Middleton and Hampton, 1973; Piper et al., 1999). Since the spatial origin of basin events remains on the gullied upper slope, without clear shelf or terrestrial signal even during the Late Pleistocene, we infer that the 67 basin events recognized since ~18 ka in the Paritu Turbidite System are predominantly the result of turbidity currents triggered by slope failures. The sedimentary record consequently provides a precise calendar of the 67 slope failures that have occurred on the gullied upper slope, over the last ~18 ka, representing an average return time of 230 years. Amongst them, 26 events have occurred during the Late Holocene (0-7 ka), 19 during the Early Holocene (7-11.6 ka), and 22 during the Late Pleistocene (11.6-18 ka).

5.2. Earthquake control on slope failures

Two of the major mechanisms are recognised to trigger slope failures: earthquakes (Goldfinger et al., 2007; Noda et al., 2008; St-Onge et al., 2004) and storm waves (Mulder et al., 2001; Puig et al., 2004). Tsunami waves have also been suggested, but not clearly identified (Shanmugam, 2006). The wave impact on the seafloor is commonly confined to water depths < 120-150 m (Lee and Edwards, 1986; Puig et al., 2004), while earthquakes may trigger slope failures at any water depth. Turbidity currents triggered by storm waves are reported as being smaller and less voluminous than those generated by earthquakes (Gorsline et al., 2000), and of lower magnitude : storm-induced gravity flows usually dies out in water depths < 500 m and remains confined to canyons head or gullies (Puig et al., 2004).

Our observations and inferences indicate that slope failure-induced basin events are generated on the gullied upper slope, generally deeper than the shelf edge (Figs. 6B and 7). Furthermore, basin events are deposited at water depth > 1400 m by turbidity currents capable of reaching the 2300 m deep Lower Paritu Basin. Since the present day shelf edge is located at a stable water depth >150m since about 7 ka (Fig. 6C; Gibbs, 1986), storm waves cannot be considered as potential triggering mechanism during the Late Holocene highstand (0-7 kyr). However, it is quite likely that storm waves affected the paleo-shelf edge during the Early Holocene and Late Pleistocene, when sea level was lower and wind field stronger (Shulmeister et al., 2004), and added to earthquakes in slope failure generation, increasing the frequency of turbidity currents.

Considering the intense seismic activity on the Hikurangi Margin (Anderson and Webb, 1994; Doser and Webb, 2003; Webb and Anderson, 1998), earthquake ground-shaking is the most likely triggering mechanism for the 26 basin events identified during the Late Holocene (0-7 kyr; Table 5). This is corroborated by the excellent temporal correlation of basin events with the paleo-earthquake data from lake, coastal and shelf records (Fig. 8; Berryman, 1993; Cochran et al., 2006; Goff and Dominey-Howes, 2009; Gomez, et al., 2007; Hayward et al.,

2006; Wilson et al., 2006; 2007). Coastal evidence constitutes an incomplete record of large to great earthquakes ($M_w > 7.5$), which are generated by near-shore fault or plate interface ruptures (Berryman, 1993; Cochran et al., 2006; Litchfield et al., 2010). This could explain why only 14 basin events amongst the 26 identified are correlated to the coastal record. Numerous offshore faults are able to generate large earthquakes with probably no geological record onland (Fig. 1; Stirling et al., 2011), implying that the coastal record alone is not representative of the earthquake history of the Poverty re-entrant.

The twenty-six basin events occurring during the Late Holocene are therefore interpreted as generated by earthquakes, implying that the Paritu Turbidite System can provide histories of seismic events. The return times of earthquakes since 7 ka oscillates between a few years to 1052 years, with a mean return time at 250 years (Fig. 9A, B).

Extending these observations to the last 18 kyr, the return time of slope failures is of the same order of magnitude with similar values and trends than during the Late Holocene (Fig. 9A, C), with a mean return time at 230 years. Similar mean return times suggest that storm waves have little impact on slope failure generation and that earthquakes remain the most likely triggering mechanism since 18ka. Hence, considering that the 67 basin events that occurred between 819 ± 191 and $17,729 \pm 701$ yr BP were earthquake-triggered, we deduce a recurrence period for earthquakes of approximately 230 years, with most occurring between 100 and 300 years (Fig. 9).

5.3. Identification of local earthquake sources

The only known active fault to have ruptured in historical times along the northern Hikurangi margin is the onshore-offshore 81 km-long Napier fault, that generated the M_w 7.8 1931 Napier earthquake (Kelsey et al., 1998; Stirling et al., 2011). Several active faults capable of generating $M_w > 6.5$ in the Poverty Bay region have been identified onshore and offshore (Litchfield et al., 2010; Litchfield et al., 2009; Mountjoy and Barnes, 2011; Wallace et al., 2009), and may be the source of local earthquakes. In the following, we discuss the potential role of these active faults in turbidite generation assuming the simple model that a large earthquake systematically trigger slope failures and subsequent turbidite in the Paritu Turbidite System. Although limitations rapidly appear in that model disregarding the characteristic of the sedimentary column on the upper slope or the impact of earthquake on the onshore landscape and river catchment, it establishes for the first time the link between earthquake-triggered turbidites and known active faults.

Five earthquake sources are recognised offshore Poverty Bay, each associated to $M_w > 7.2$. These are the Gable End, Ariel Bank and Lachlan 3 faults, and the two Hikurangi-Raukumara and Hikurangi-Hawke Bay plate interface segments (Figs. 1 and 2; Table 1). These five earthquake sources are capable of generating Mercalli Modified Intensity (MMI) \geq VIII on the gullied upper slope (Fig. 1; Litchfield, 2009). Such MMIs are one order of magnitude greater than the known threshold for terrestrial landsliding (MMI \geq VII; Keefer, 1984; Hancox et al., 2002). Hence we assume that these events are capable of triggering slope failures and turbidity currents in the Paritu Turbidite System. The Paritu Ridge fault was not part of the study of Litchfield et al. (2009), but has characteristics similar with Gable End and Ariel Bank faults (Table 1), which suggests that its rupture may also generate a MMI \geq VIII in the gullied upper slope and trigger slope failures. Moreover, the Ariel East fault, which crosses gullies heads in the gullied upper slope is also possibly responsible of slope failure generation. Consequently, these five upper plate faults, together with the two plate interface segments, are likely earthquake sources for basin events identified in the Paritu Turbidite System.

No rupture has been observed along these faults during the last 170 years. Their associated return times were calculated from empirical relationships and range from 720 to 2050 years (Stirling et al., 2011). Other faults in the region capable of generating M_w 6.5 to 7.5 are deemed too far from the source area of turbidites to trigger any recordable slope failures. In the New Zealand National Seismic Hazard Model, Stirling et al. (2011) assume that each fault ruptures independently from each other and determine the earthquake return time by summing that for each fault. Applying this simple approach to the seven active faults identified above, we estimate the number of ruptures expected for the last 18 kyr. This yields an average M_w 6.6 to 8.4 earthquake return time of ~ 130 years with corresponding $MMI \geq VIII$ in the gullied upper slope. This ~ 130 years return time is smaller than the 230 years mean return time deduced from the sedimentary record, but is in good agreement with the median return time of ~ 150 -160 years (Fig. 9), suggesting that the Paritu Turbidite System may provides a 18 kyr history of the ruptures of the five upper plate faults and the two subduction plate interface segments. Implications of such paleoseismic findings are developed in an incoming paper focusing on the entire northern Hikurangi margin.

5.4. Influence of repetitive earthquakes on slope stability

The sedimentary record of the Paritu Turbidite System provides new constraints on the age of the Poverty Debris Avalanche (PDA), and its mechanism of emplacement in relation with the tectonic activity and seismic cycles. The two debris avalanche constituting the PDA (U-1 and U-2; Mountjoy & Micallef, 2011) emplaced older than 3,410 yr BP (Orpin, 2004). We believe that there emplacements explain the variations in the sedimentary dynamics recognised during the two ~ 1.2 kyr-long intervals (Int1 and Int2), each characterised by concentration of isolated events, periods of hemipelagite sedimentation without turbidite deposition or of local erosion (apparent absence of the Waiohau tephra in MD06-3003; Figs. 5A, 7C and 10A).

Interval Int2 at 13.5-14.7 ka shows a sharp switch of the main depocenter of the turbidite system from the Paritu Trough to the Lower Paritu Basin. The thickness ratio between MD06-3002 and MD06-3003 calculated for each basin event indicates that the Paritu Trough traps most of the sediments transported by gravity flows older than 14.7 ka (ratio < 1) and that the Lower Paritu Basin becomes the main depocenter from 13.5 ka (ratio > 1 ; Fig. 10A). Moreover, core correlations show that between P58 and P57, the Paritu Trough and the Lower Paritu Basin were momentarily disconnected. The re-establishment of the connection (deposition of P56 and P57) was followed by strong erosion in the Paritu Trough (red line at the base of P55 in Fig. 5B). These observations suggest an abrupt transition from an unchannelized system, when turbidity currents preferentially filled the Paritu Trough, to a channelized system where currents are directed to the Lower Paritu Basin (Fig. 10B). We interpret this change as the result of the emplacement of the first unit of the PDA (U-2), which infilled the Paritu Trough at 13.5-14.7 ka. This age is consistent with the previous estimations of Pouderoux et al. (2012). The northern edge of the PDA created the Paritu Channel that subsequently funnelled the turbidity currents to the Lower Paritu Basin, which remained the main depocenter up to 6 ka (no data are available < 6 ka; Fig. 10A).

During Int1 at 7-8.2 ka, core correlations indicate a short-live by-pass of the Paritu Trough between basin events P27-P29 (no turbidites in MD06-3003; Fig. 5A), illustrating the emplacement of the youngest unit of the PDA (U-1). U-1 emplaced on the upslope part of the Paritu Trough, between the previous PDA unit U-2 and the gullied upper slope (Fig. 7C; Mountjoy & Micallef, 2011). Its emplacement may have temporally strengthened the channelized activity in the Paritu Trough (Fig. 10B). From 6 ka, turbidite events in the Paritu Trough were thicker and coarser than during the channelized activity of the system from 6 to 13.5 kyr (Fig. 5), suggesting that gravity flows were no longer funnelled through the Lower

Paritu Channel. The present day morphology of the Paritu Trough and the PDA shows secondary failures and avalanches on the PDA surface (Mountjoy and Miccalef, 2011) and the partial damming of the Paritu Channel at its eastern end (Fig. 10B). The debrite identified at ~5.5ka is probably the record of one of these secondary failures (Fig. 10A).

An overall decrease of earthquakes return time from 13.5 ka (~400 years) to 8.2 ka (~100-200 years; Fig. 10A) is deduced from basin events chronology. Similar decreasing trends are observed after U-1 (< 7 ka) and before U-2 (> 14.7 ka), suggesting a cyclic trend of progressive increase of earthquake frequency during periods of slope stability. The 18 kyr earthquake activity in the Poverty Bay region shows that massive slope destabilisations occurred during periods of frequent earthquakes (Fig. 10A). The increasing trend of earthquakes frequency contributed to weaken the upper slope stability and favoured massive slope failures and emplacement of debris avalanche such as U-1 and U-2 of the PDA. Such rationale has been suggested for the Colombian margin by Ratzov et al. (2010). Consequently, we believe that tectonic activity has a double impact on the Paritu Turbidite System : the trigger of small slope failures and turbidity currents at centennial time scales, and the trigger of massive slope failures and the control of turbidite sedimentation at millennial time scales.

6. CONCLUSIONS

- The 18 kyr sedimentary record of the Paritu Trough and the Lower Paritu Basin in the Poverty re-entrant, is composed of 75-77% of centimetre-thick, turbidite events alternating with hemipelagites, tephra and debrites, at an average rate of 5 to 6 turbidites per meter. Turbidite events differ from other facies by their colour, grain size, internal structures, composition and geochemical signature.
- The age of each turbidite event is calculated using the statistical approach of the Oxcal software and a high resolution chronology (~1 age/m) from radiocarbon dating of hemipelagite and tephra identification. The correlation of turbidite events between cores, based on facies, petrophysical properties, and ages allowed the identification of 73 basin events (correlative turbidite events) emplaced since 18 ka.
- The morphology of the Paritu System, the foramineral content and the geochemical signature of the turbidites indicate that 67 basin events were deposited by single gravity flows sourced from slope failures on the gullied upper slope. 26 basin events occurred during the Late Holocene (0-7 ka), and the remaining 41 basin events occurred during the Early Holocene and Late Pleistocene (7-18 ka).
- Earthquakes are the likely triggering mechanism of slope failures and the 26 basin events during the Late Holocene. These indicate a mean return time of earthquakes of 250 years. The 67 basin events since 18 ka exhibits a comparable mean return time of 230 years suggesting earthquakes remain the most likely triggering mechanisms since 18 ka.
- The estimated ~130 years earthquake return time along seven offshore active faults, including the two plate interface segments, is close to the ~160 years median return time of earthquakes deduced from basin events. These faults can generate MMI > VIII scale ground motion on the gullied upper slope, which is believed to generate slope failures and basin events.
- The history of earthquakes, deduced from the basin events chronology, suggests a cyclic trend of progressive increase of earthquake frequency from ~400 years to ~100-200 years on average, during the period 8.2 – 13.5 kyr, as well as during the 0-7 and 14.7-18 kyr periods. The two 1.2 kyr-long intervals at 7-8.2 ka and 13.5-14.7 ka are

interpreted as basin-wide reorganisations of sediment pathways following high seismic activity and emplacement of mass flow deposits in the Paritu Trough.

ACKNOWLEDGMENTS

This project was funded by the Centre National de la Recherche Scientifique – Institut National des Sciences de l’Univers (CNRS-INSU Research Program “Aléas, risques et catastrophes telluriques”) and the New Zealand Ministry of Science and Innovation (previously Foundation for Research Science and Technology) through their programme Paleoseismicity of the Alpine Fault and Hikurangi Margin (C01X0801). The French Ministry of Foreign Affairs (French Embassy in Wellington) and the Université Européenne de Bretagne provided support funds for international travel expenses. Thank you to Gary Wilson for facilitating access to the University of Otago's Geotek Multi-Track Sensor and to Philip Barnes, Alan Orpin and Helen Neil (NIWA) for numerous constructive discussions. Marie-Pierre Dabard (Geosciences Rennes, University of Rennes 1) helped with foraminifers and sand composition analysis. Alan Orpin (NIWA) provided the grain-size data of MD06-3003. Thank you to Helen Neil (NIWA) who performed the organic carbon analysis and to Julie Brown and Sarah Bury from the NIWA stable isotope laboratory in Wellington for assisting with stable isotope analyses of sediments. We finally thank Hans Nelson, Lionel Carter, Chris Goldfinger and an anonymous reviewer for their constructive reviews of this paper.

REFERENCES

- Adams, J.: Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, 9, 569-583, 1990.
- Alexander, C.R., Walsh, J.P., and Orpin, A.R.: Modern sediment dispersal and accumulation on the outer Poverty continental margin, *Mar. Geol.*, 270, 213-226, 2010.
- Anderson, H., and Webb, T.: New Zealand seismicity: patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network, *NZ. J. Geol. Geophys.*, 37, 477-493, 1994.
- Berryman, K.: Age, height, and deformation of Holocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand, *Tectonics*, 12, 1347-1364, 1993.
- Beavan, J., Tregoning, P., Bevis, M., Kato, T., and Meertens, C.: Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation, *J. Geophys. Res.*, 107, B10, 2261, doi:10.1019/2011JB000282, 2002.
- Bouma, A.H.: *Sedimentology of some flysh deposits. A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier, p. 168, 1962.
- Brackley, H.L., Blair, N.E., Trustrum, N.A., Carter, L., Leithold, E.L., Canuel, E.A., Johnston, J.H., and Tate, K.R.: Dispersal and transformation of organic carbon across an episodic, high sediment discharge continental margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand, *Mar. Geol.*, 270, 202-212, 2010.

Bronk-Ramsey, C.,: Deposition models for chronological records, *Quatern. Sci. Rev.*, 27, 42-60, 2008.

Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., and Fabres, J.: Flushing submarine canyons, *Nature*, 444, doi:10.1038/nature05271, 2006 .

Carter, L., Manighetti, B., Ganssen, G., and Northcote, L.: Southwest Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal - Younger Dryas, *Palaeogeogr. PPalaeocl.*, 260, 284-298, 2008.

Carter, L., Nelson, C.S., Neil, H.L., and Froggatt, P.C.: Correlation, dispersal, and presentation of the Kawakawa tephra and other Late Quaternary tephra layers in the southwest Pacific Ocean, *NZ J. Geol. Geophys.*, 38, 29-46, 1995.

Huh, C.A., Su, C.C., Liang, W.T., and Ling, C.Y.: Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12304, doi:10/1029/2004GL019731, 2004.

Clark, K., Berryman, K., Litchfield, N., Cochran, U., and Little, T.: Evaluating the coastal deformation mechanisms of the Raukumara Peninsula, northern Hikurangi subduction margin, New Zealand and insights into forearc uplift processes, *NZ J. Geol. Geophys.*, 53, 341-358, 2010.

Cochran, U., Berryman, K., Zachariasen, J., Mildenhall, D., Hayward, B., Southall, K., Hollis, C., Barker, P., Wallace, L., Alloway, B., and Wilson, K.: Paleocological insights into subduction zone earthquake occurrence, eastern North Island, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 1051-1074, 2006.

Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., and Lallemand, S.: The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction, *J. Geophys. Res-Sol. Ea.*, 106, 19271-19297, 2001.

Dadson, S., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., and Stark, C.P.: Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt, *Geology*, 32, 733-736, 2004.

Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., Deverchere, J., Yelles, K.: Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during earthquakes: example from the Algerian margin, *Int. J. Earth Sci.*, 98, 769-789, 2009.

Doser, D.I., and Webb, T.H.: Source parameters of large historical (1917-1961) earthquakes, North Island, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 152, 795-832, 2003.

Downes, G., Webb, T., McSaveney, M., Darby, D., Doser, D., Chagué-Goff, C., and Barnett, A.: The March 25 and May 17 1947 Gisborne earthquakes and tsunamis: implication for tsunami hazard for East Coast, North Island, New Zealand, *Tsunami Risk Assessment Beyond 2000, Moscow Tsunami Workshop 2000*, 2000.

Foster, G., and Carter, L.: Mud sedimentation on the continental shelf at an accretionary margin - Poverty Bay, New Zealand, *NZ J. Geol. Geophys.*, 40, 157-173, 1997.

Gerber, T.P., Pratson, L.F., Kuehl, S., Walsh, J.P., Alexander, C., and Palmer, A.: The influence of sea level and tectonics on Late Pleistocene through Holocene sediment storage along the high-sediment supply Waipaoa continental shelf, *Mar. Geol.*, 270, 139-159, 2010.

Gibb, J.: A New Zealand regional Holocene eustatic sea-level curve and its application to determination of vertical tectonic movements, *Royal Soc. NZ Bull.*, 24, 377-395, 1986.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E., and Shipboard Sci, P.: Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems, *Ann. Geophys.*, 46, 1169-1194, 2003.

Goldfinger, C., Grijalva, K., Burgmann, R., Morey, A.E., Johnson, J.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Ericsson, A., Karabanov, E., Chaytor, J.D., Patton, J., and Gràcia, E.: Late Holocene rupture of the northern San Andreas Fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 861-889, 2008.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., and Shipboard Scientific Party.: Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 254, 9-27, 2007.

Goff, J., and Dominey-Howes, D.: Australasian paleotsunamis – Do Australia and New Zealand have a shared trans-Tasman prehistory?, *Earth-Sci. Rev.*, 97, 147-154, 2009.

Gomez, B., Carter, L., and Trustrum, N.A.: A 2400 yr record of natural events and anthropogenic impacts in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores: Waipaoa sedimentary system, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 1415-1432, 2007.

Gomez, B., Carter, L., Trustrum, N.A., Palmer, A.S. and Roberts, A.P.: El Nino-Southern Oscillation signal associated with middle Holocene climate change in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores, North Island, New Zealand, *Geology*, 32, 653-656, 2004.

Gorsline, D.S., De Diego, T., and Nava-Sanchez, E.H.: Seismically triggered turbidites in small basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland, *Sedim. Geol.*, 135, 21-35, 2000.

Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Ascoli, A., Rodes, A., Pallas, R., Garcia-Orellana, J., Lebreiro, S., and Goldfinger, C.: Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergent margin, *Quatern. Sci. Rev.*, 29, 1156-1172, 2010.

Grapes, R.H., and Downes, G.: The 1855 Wairarapa, New Zealand, earthquake – Analysis of historical data, *Bull. NZ Soc. Earthq. Eng.*, 30, 271-369, 1997.

Hancox, G.T., Perrin, N.D., and Dellow, G.D.: Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bull. NZ Soc. Earthq. Eng.*, 35, 59-95, 2002.

Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W., and Barker, S.: Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance, *Mar. Petrol. Geol.*, 26, 1900-1918, 2009.

Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Carter, R., Cochran, U., Lipps, J.H., Shane, P.R., and Morley, M.S.: Micropaleontological evidence of large earthquakes in the past 7200 years in southern Hawke's Bay, New Zealand, *Quatern. Sci. Rev.*, 25, 1186-1207, 2006.

Hicks, D.M., Gomez, B., and Trustrum, N.A.: Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at river mouths: East Coast Continental Margin, North Island, New Zealand, *Journ. Geol.*, 112, 471-485, 2004.

Hicks, D.M., and Shankar, U.: Sediment yield from New Zealand rivers. NIWA chart, Miscellaneous series N.79, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand, 2003

Higham, T.F.G., and Hogg, A.G.: Radiocarbon dating of prehistoric shell from New Zealand and calculation of the Delta R value using fish otoliths, *Radiocarbon*, 37, 409-416, 1995.

Kalish, J.M.: Pre-bomb and post-bomb radiocarbon in fish otoliths, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, 549-554, 1993.

Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., and Savoye, B.: Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth, *Mar. Geol.*, 194, 151-158, 2003.

Keefer, D.K., Wartman, J., Ochoa, C.N., Rodriguez-Marek, A., and Wieczorek, G.F.: Landslides caused by the M 7.6 Tecoman, Mexico earthquake of January 21, 2003, *Eng. Geol.*, 86, 183-197, 2006.

Keefer, D.K.: Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event, *Eng. Geol.*, 58, 231-249, 2000.

Kelsey, H.M., Hull, A.G., Cashman, S.M., Berryman, K.R., Cashman, P.H., Trexler, J.H., and Begg J.G.: Paleoseismology of an active reverse fault in a forearc setting: the Poukawa fault zone, Hikurangi forearc, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 1123-1148, 1998.

Kettner, A.J., Gomez, B., and Syvitski, J.P.M.: Modeling suspended sediment discharge from the Waipaoa River system, New Zealand: The last 3000 years, *Wat. Resour. Res.*, 43, 2007.

Lee, H.J., and Edwards, B.D.: Regional assess offshore slope stability, *Journ. Geotech. Eng.-ASCE*, 112, 489-509, 1986.

Lewis, K.B., and Pettinga, J.R.: The merging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin, In: *South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World*, vol. 2, edited by: Balance, P.F., Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 225-250, 1993.

Lewis, K.B., Lallemand, S.E., and Carter, L.: Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche, *NZ Journ. Geol. Geophys.*, 47, 415-429, 2004.

Litchfield, N.J., Berryman, K.R., and Smith, W.D.,: Return times for high levels of ground shaking (MM7) in the Waipaoa and Waitaki River catchments, GNS Science Report 2009/03, 94 p, 2009.

Litchfield, N., Wilson, K., Berryman, K., and Wallace, L., Coastal uplift mechanisms at Pakarae River mouth: Constraints from a combined Holocene fluvial and marine terrace dataset, *Mar. Geol.*, 270, 72-83, 2010.

Lowe, D.J., Shane, P.A.R., Alloway, B.V., and Newnham, R.M.,: Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago: a framework for NZ-INTIMATE, *Quatern. Sci. Rev.*, 27, 95-126, 2008.

Manville, V., and Wilson, C.J.N.,: Vertical density currents: a review of their potential role in the deposition and interpretation of deep-sea ash layers, *Journ. Geol. Soc., London*, 161, 947-958, 2004.

McGinty, P., Darby, D., Haines, J.,: Earthquake triggering in the Hawke's Bay, New Zealand, region from 1931 to 1934 as inferred from elastic dislocation and static stress modelling, *Journ. Geophys. Res.-Sol. Earth*, 106, 26593-26604, 2001.

McGlone, M.S., Anderson, A.J., and Holdaway, R.N.,: An ecological approach to the Polynesian settlement of New Zealand, In: *The Origins of the First New Zealanders*, edited by: Sutton, D.G., Auckland University Press, 136-163, 1994.

McGlone, M.S., and Wilmshurst, J.M.,: Dating initial Maori environmental impacts in New Zealand, *Quatern. Int.*, 59, 5-16, 1999.

McHugh, C.M., Seeber, L., Braudy, N., Cormier, M.H., Davis, M.B., Diebold, J.B., Dieudonne, N., Douilly, R., Gulick, S.P.S., Hornbach, M.J., Johnson III H.E., Ryan Miskin, K., Sorlien, C.C., Steckler, M.S., Symithe, S.J., and Templeton, J.,: Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake, *Geology*, 39, 723-726, 2011.

McHugh, C.M.G., Seeber, L., Cormier, M-H., Dutton, J., Cagatay, N., Polonia, A., Ryan, W.B.F., Gorur, N.,: Submarine earthquake geology along the North Anatolia Fault in the Marmara Sea, Turkey: A model for transform basin sedimentation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248, 661-684, 2006.

Meunier, P., Hovius, N., and Haines, J.A.,: Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L20408, doi:10.1029/2007GL031337, 2007.

Meunier, P., Hovius, N., and Haines, J.A.,: Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 221-232, 2008.

Middleton, G.V., Hampton, M.A.,: Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidity and Deep Water Sedimentation*, edited by: Middleton G.V., and Bouma, A.H., SEPM, 1-38, 1973.

Miller, A.J., and Kuelh, S.A.,: Shelf sedimentation on a tectonically active margin: A modern sediment budget for Poverty continental shelf, New Zealand, *Mar. Geol.* 270, 175-187, 2010.

Mountjoy, J.J., and Barnes, P.M., Active upper plate thrust faulting in regions of low plate interface coupling, repeated slow slip events, and coastal uplift: example from the Hikurangi Margin, New Zealand, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, doi:10.1029/2010GC003326, 2011.

Mountjoy, J.J., and Micallef, A., Polyphase emplacement of a 30 km³ blocky debris avalanche and its role in slope-gully development, In: *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, doi:10.1007/978-94-007-2162-3_19, 2011.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C., and Savoye, B., Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review, *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 861-882, 2003.

Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.M., A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Mar. Lett.*, 21, 149-156, 2001.

Nakajima, T., and Kanai, Y., Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea, *Sedim. Geol.*, 135, 1-19, 2000.

Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R., and Uchida, J.I., Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites, *Mar. Geol.*, 254, 73-90, 2008.

Orpin, A.R., Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, East Coast New Zealand, *Mar. Geol.*, 209, 69-90, 2004.

Orpin, A.R., Alexander, C., Carter, L., Kuehl, S., Walsh, J.P., Temporal and spatial complexity in post-glacial sedimentation on the tectonically active, Poverty Bay continental margin of New Zealand, *Contin. Shelf Res.*, 26, 2205-2224, 2006.

Pantosti, D., Gràcia, E., Nelson, C.H., Searching for records of past earthquakes under water, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 92, doi:10.1029/2011EO060005, 2011.

Pearce, A.J., and Watson, A.J., Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period, *Geology*, 14, 52-55, 1986.

Pedley, K.L., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., and Lewis, K.B., Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand, *Mar. Geol.*, 270, 119-138, 2010.

Piper, D.J.W. Cochonat, P., and Morrison, M.L., The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar, *Sedimentology*, 46, 79-97, 1999.

Piper, D.J.W., and Normark, W.R., Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective, *Journ. Sedim. Res.*, 79, 347-362, 2009.

Pouderoux, H., Proust, J.N., Lamarche, G., Orpin, A., and Neil, H.,: Deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand) since the Last Glacial Maximum: characterisation, timing and origin of turbidites, *Mar. Geol.*, 295-298, 51-76, 2012.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrover, C.A., Parsons, J.D., and Sternberg, R.W.,: Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin, *Journ. Geophys. Res-Oceans*, 109, 2004.

Proust, J.N., Lamarche G., Migeon, S., and Neil, H.L.,: Climate and tectonic changes in the océan around New Zealand, *EOS Transaction American Geophysical Union* 89, 277-288, 2008.

Ratzov, G., Collot, J.Y., Sosson, M., and Migeon, S.,: Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench : result of frontal érosion over multiple seismic cycles, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 296, 89-102, 2010.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E.,: INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal. BP, *Radiocarbon*, 51, 1111-1150, 2009.

Reyners, M.,: Plate coupling and the hazard of large subduction thrust earthquakes at the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *NZ Journ. Geol. Geophys.*, 41, 343-354, 1998.

Reyners, M., and McGinty, P.,: Shallow subduction tectonics in the Raukumara peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms, *Journ. Geophys. Res.-Sol. Earth*, 104, 3025-3034, 1999.

Rose, L.E., and Kuehl, S.A.,: Recent sedimentation patterns and facies distribution on the Poverty Shelf, New Zealand, *Mar. Geol.*, 270, 160-174, 2010.

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini D., McKenzie, J.A., Ward, S.N.,: Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology*, 30, 1131-1134, 2002.

Shane, P.,: Tephrochronology: a New Zealand case study, *Earth Sci. Rev.*, 49, 223-259, 2000.

Shanmugam, G.,: The Tsunamite problem, *Journ. Sedim. Res.*, 76, 718-730, 2006.

Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P., and Howard, W.R.,: Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation, *Nature*, 405, 555-559, 2000.

St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., and Stoner, J.S., Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): a Holocene paleoseismicity record, *Quatern. Sci. Rev.*, 23, 283-294, 2004.

Stirling, M., McVerry, G., Gerstenberger, M., Litchfield, N., Van Dissen, R., Berryman, K., Barnes, P., Wallace, L., Bradley, B., Villamor, P., Langroge, R., Lamarche, G., Nodder, S.,

Reyners, M., Rhodades, D., Smith, W., Nicol, A., Pettinga, J., Clark, K. and Jacobs, K.,: National Seismic Hazard Model for New Zealand: 2010 Update, *Bull. Seism. Soc. Am.*, in press.

Stow, D.A.V., and Shanmugam, G.,: Sequence of structures in fine-grained turbidites - Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, *Sedim. Geol.*, 25, 23-42, 1980.

Strasser, M., Stegmann, S., Bussmann, F., Anselmetti, F.S., Rick, B., and Kopf, A.,: Quantifying subaqueous slope stability during seismic shaking: Lake Lucerne as model for ocean margins, *Mar. Geol.*, 240, 77-97, 2007.

Wallace, L.M., Reyners, M., Cochran, U., Bannister, S., Barnes, P.M., Berryman, K., Downes, G., Eberhart-Phillips, D., Fagereng, A., Ellis, S., Nicol, A., McCaffrey, R., Beavan, R.J., Henrys, S., Sutherland, R., Barker, D.H.N., Litchfield, N., Townend, J., Robinson, R., Bell, R., Wilson, K., and Power, W.,: Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust: Hikurangi Margin, New Zealand, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q100006, doi:10.1029/2009GC002610, 2009.

Walsh, J.P., Alexander, C.R., Gerber, T., Orpin, A.R., and Sumners, B.W.,: Demise of a submarine canyon? Evidence for highstand infilling on the Waipaoa Rievr continental margin, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L20606, doi:10.1029/2007GL031142, 2007.

Webb, T.H., and Anderson, H.,: Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: slip partitioning at an oblique active margin, *Geophys. Journ. Int.*, 134, 40-86, 1998.

Wiesner, M.G., Wang, Y., and Zheng, L.,: Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines), *Geology*, 23, 885-888, 1995.

Wilson, C.J.N.,: Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand. *Philos. Trans. Royal Soc., London*, 343, 205-306, 1993.

Wilson, K., Berryman, K., Cochran, U., Little, T.,: Early Holocene paleoseismic history at the Pakarae locality, eastern North Island, New Zealand, inferred from transgressive marine sequence architecture, *Tectonics*, 26, TC4013, doi:10.1029/2006TC002021, 2007.

Wilson, K., Berryman, K., Litchfield, N., Little, T.,: A revision of mid-late Holocene marine terrace distribution and chronology at the Pakarae River mouth, North Island, New Zealand, *NZ Journ. Geol. Geophys.*, 49, 477-489, 2006.

Wright, L.D., and Friedrichs, C.T.,: Gravity-driven sediment transport on continental shelves: a status report, *Contin. Shelf Res.*, 26, 2092-2107, 2006.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1:

The Poverty Bay region, northern Hikurangi Margin. The main town in the area, Gisborne, is shown with the green square. Epicenters of the two 1947 Poverty earthquakes (M_w 6.9-7.1) are shown with yellow stars (Doser and Downes, 2003; Downes et al., 2000). Coastal paleo-earthquakes evidences are shown with white squares: A) uplifted terraces at Pakarae river mouth (Wilson et al., 2006; 2007), B) uplifted terraces at Mahia Peninsula (Berryman, 1993) and C) subsided swamps in Northern Hawke Bay (Cochran et al., 2006). The seismogenic segments identified by Stirling et al (2011) are indicated with the bold black line and associated numbers (Table 1). Iseismal MMIs VIII from Litchfield et al. (2009) are reported in white dashed circles for five active faults including the two interface segments. The Pac-Aus subduction plate boundary is indicated with the bold teeth line. Contours in meters below sea level. Red dots are location of the two Marion Dufresne cores used in this study. Location of Fig. 2A is indicated. Insert : The Pacific-Australia (PAC-AUS) subduction plate boundary (teeth line) along the Hikurangi - Kermadec margin that runs along the Hikurangi Trough (HT) and Kermadec Trench (KT); the rectangle indicates the precise location of the Poverty region; the arrows indicates the relative Pac-Aus plate motion from Beavan et al. (2002); CVR: Central Volcanic Region, HB: Hawke Bay, P: Poverty re-entrant, R: Ruatoria re-entrant.

Figure 2:

A) Bathymetric map of the Paritu Mid-Slope System. Contour lines are every 100m. The expansion of the Poverty Debris Avalanche in the Paritu Trough is indicated (Mountjoy and Micallef, 2011). The yellow dashed line on the continental shelf represents 10 m isobath of postglacial sedimentation after Orpin et al. (2006), which show the outer shelf depocenter as well as part of mid-shelf depocenters. The white dashed lines represent the Raukumara-Hikurangi and Hawke Bay-Hikurangi plate interface seismogenic segments from Stirling et al. (2011). B) Example of high-resolution 3.5 KHz seismic reflection centered on core MD06-3003 in the Paritu Trough.

Figure 3:

Main lithofacies identified in cores from high resolution photos, grain size analysis and X-ray: hemipelagite, tephra, turbidite and debris flow (from Pouderoux et al., 2012). Grain-size data are presented for some turbidites (either the median or the mean values), samples are taken at <1 cm intervals, position of samples is indicated by dashed lines on photos.

Figure 4:

Oxcal age models generated using the Oxcal 4.1 software (Bronk Ramsey, 2008) for cores MD06-3002 (A) and MD06-3003 (B). Tx is sequential turbidite number in core. Insert (C) shows the highly stretched sediments above the Waimihia tephra which justified using two P_sequence in OxCal.

Figure 5:

A) Example of correlation based only on turbidite age. Each turbidite (noted Tx) is represented by its age distribution. Correlated turbidites are in grey and isolated ones in white. B) example of correlation between both cores showing the high definition photo, geophysical MultiSensor Track (MST) data (Dens for density, MS for magnetic susceptibility, P-wave for Pw velocity) and synthetic log. Tx is sequential turbidite number in core. Number 1 to 5 at the left of the stratigraphic column are the turbidite facies. Correlated turbidites are highlighted in

orange and are labelled Px. Isolated events are in light yellow. C) Turbidite correlation between cores MD06-3002 and MD06-3003, showing the high proportion of basin events and the two short intervals Int1 and Int2 of irregular turbidite deposition. Dashed lines are time markers from tephras.

Figure 6:

A) Bathymetry of the Poverty re-entrant showing the location of core MD06-3003 (red circle) and surface sediment samples from Brackley et al. (2010) (yellow stars). PB: Poverty Bay, PT: Paritu Trough, LPB: Lower Paritu Basin, HT: Hikurangi Trough. B) Plot showing $\delta^{13}\text{C}$ vs C/N values from Brackley et al. (2010) samples (circles) and from MD06-3003 Late Holocene samples. MD06-3003 samples are organised into hemipelagite (red squares) and slope failure turbidites (black diamonds) representing basin events. The black and dash-red circles circumscribe the two types of samples and are reported in D for reference. $\delta^{13}\text{C}$ values are depth dependant and allow an artificial division of the plot into geographic domains: floodplain, shelf, gullied upper slope and Paritu Trough. C) Holocene eustatic curve for New Zealand from Gibb (1986) and Cochran et al. (2006). Interval Int1 is shown in pink. D) $\delta^{13}\text{C}$ vs C/N plots for Early Holocene and Late Pleistocene MD06-3003 samples. Transparent circles correspond to samples for earlier time periods (see B). Note the decreasing trend of $\delta^{13}\text{C}$ and slight increase of C/N with time.

Figure 7:

A) Turbidite content of benthic foraminifers in a selection of turbidites in both cores (n= number of sampled turbidites, about 10% of the total number). Foraminifers have been arranged in four categories following their living depth (Pouderoux et al., 2012). B) Turbidite sand composition for the same samples as in A. Sand grains are divided in seven categories: VCG: volcanoclastic grains, LM: light minerals, RF: rock fragments, ODG: other detritic grains, F: foraminifers, SF: shell fragments, G: glauconite. C) Bathymetry of the Paritu Turbidite System showing sediment pathways (black arrows), earthquake source active faults (grey lines), cores (red dots), and the estimated source area for turbidites (gullies from Mountjoy and Micallef, 2011).

Figure 8:

Correlation (dashed red lines) between the sedimentary record of the Paritu Turbidite System and coastal paleo-earthquakes evidences since 6 ka. Large floods identified on the shelf (Gomez et al., 2007) are reported to show the non correlation with Poverty events. Coastal record is made up of uplifted marine terraces on Pakarae river mouth (1 Wilson et al., 2007) and Mahia Peninsula (2Berryman et al. (1993) revised by Berryman et al. (in prep)), sudden subsidence episodes in northern Hawke Bay (3Cochran et al., 2006); and southern Hawke Bay (4Hayward et al., 2006), and tsunamis deposits (5Goff and Dominey, 2009). The name of correlative basin events is reported. Note that Poverty events not identified as slope failures deposits are not plotted (e.g. P13).

Figure 9:

A) return time of slope failures (i.e. basin events) trough time, over the last 18kyr. The plot show the age and time since the last slope failure (grey diamonds and dashed grey lines) and the running average over 5 consecutive events (black line). The time period covered by each core is reminded on right. C) Return time distribution of slope failure-induced basin events. The peak at 100-300 years is constant over both the last 6 kyr and 18 kyr periods, suggesting that earthquakes are the primary triggering mechanisms of slope failures.

Figure 10:

A) History of slope failures over the last 18 ka in the Paritu Mid-Slope System. The two plots represent from left to right the return time of earthquake-induced slope failures trough time (from isolated and basin events), the time coverage of each sediment cores, the % of basin events deduced from a 5-event average, the main depocenter through time deduced from the thickness ratio of basin events between the Lower Paritu Basin (MD06-3002) and the Paritu Trough (MD06-3003), and the estimated timing of the PDA. Grey dots are the data for each event whereas black lines are running average over 5 events. The latter provides the general trend (yellow arrows). Purple shade shows the two intervals Int1 and Int2, during which we propose the occurrence of the two units of the PDA (after Mountjoy and Micallef, 2011). The ~9.5-10.5 kyr period is heavily bioturbated in cores, which may induce misinterpretation in turbidite and hemipelagite thicknesses. B) Proposed paleo-basin morphology over the last 18 kyr, following our proposed PDA chronology and interpretation. The three maps show the three stable periods during which gravity-flow sedimentation is regular and can be used for the turbidite paleoseismology approach. They are separated by emplacement of MTDs.

TABLES

Table 1:

Characterization of the principal active faults in the Poverty region (after Stirling et al., 2010).

Table 2:

MD06 piston cores localisation and sedimentological characteristics

Table 3:

Radiocarbon ages retrieved from cores MD06-3002 and MD06-3003 (Pouderoux et al., 2012).

Table 4:

Tephra identification in cores MD06-3002 and MD06-3003 (Pouderoux et al., 2012) with the corresponding eruption name and age (after Lowe et al., 2008)

Table 5:

Summary of turbidite event correlation, showing the name, mean age and the 2σ error bar (yr BP) of each basin event, with their corresponding turbidite events. The two intervals Int1 and Int2 are reported. Basin events are characterized by their origin : slope failures (sf), volcanic eruptions (v) or floods (f). Isolated events in each core each are in italic.

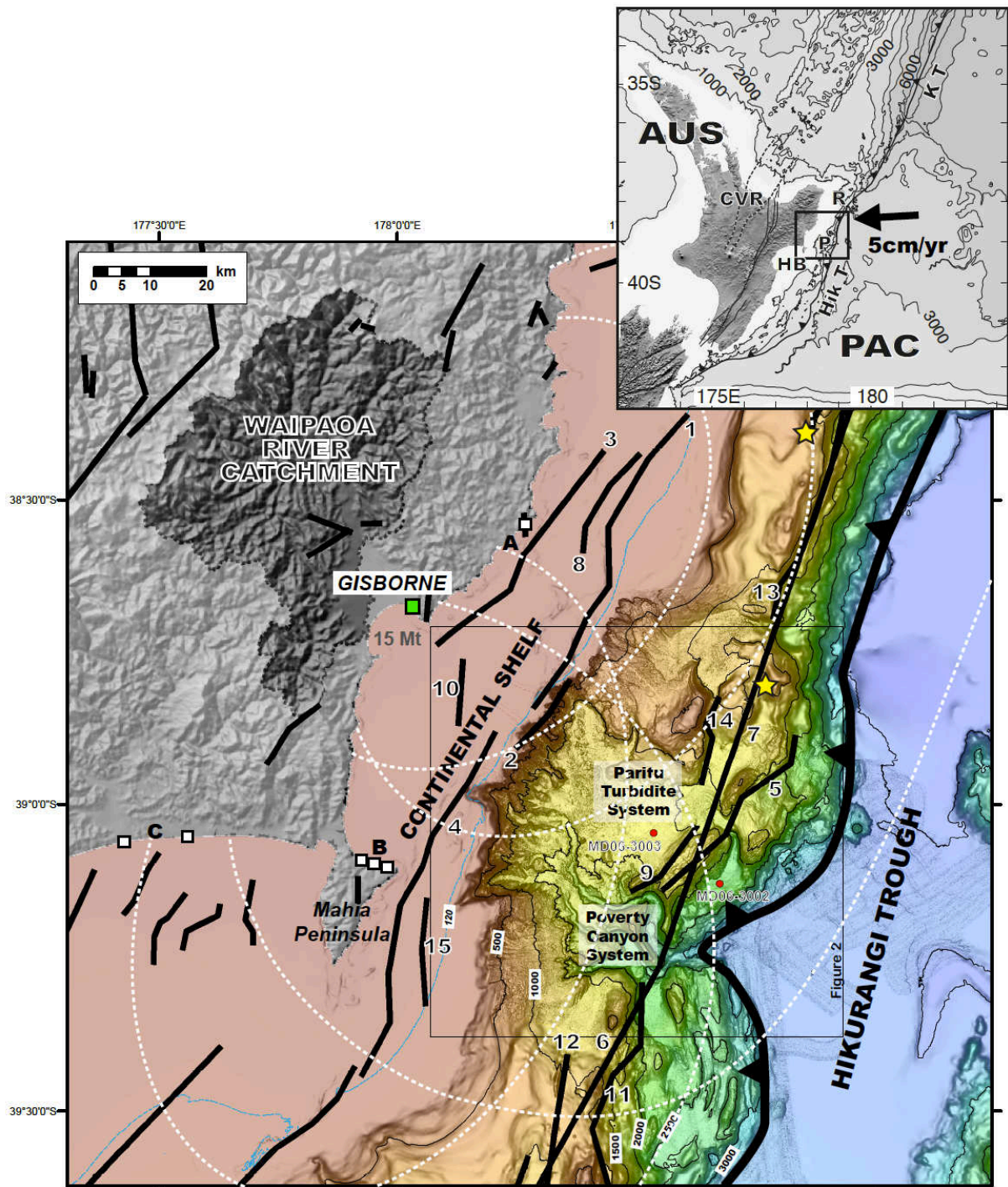


Figure 1.

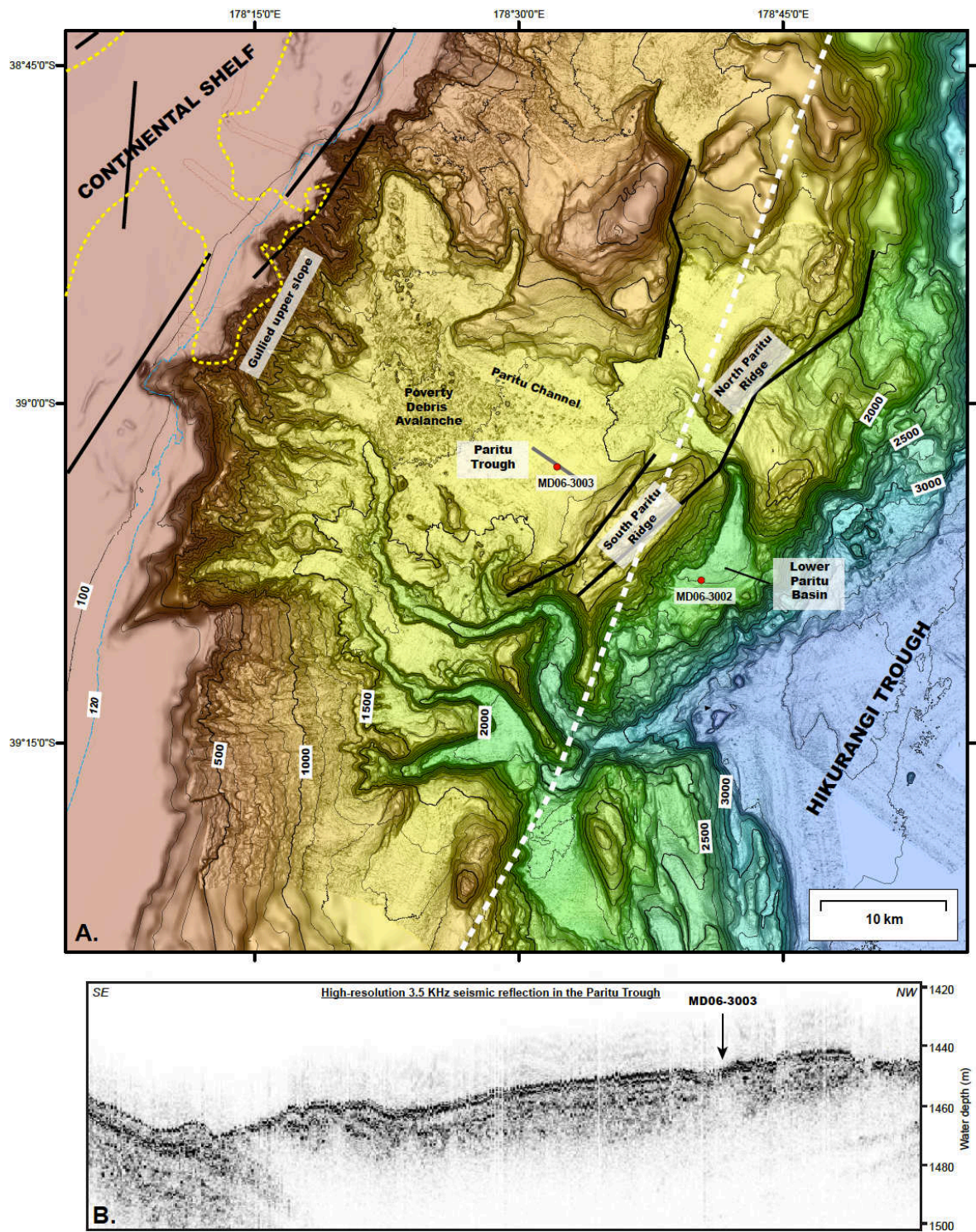


Figure 2.

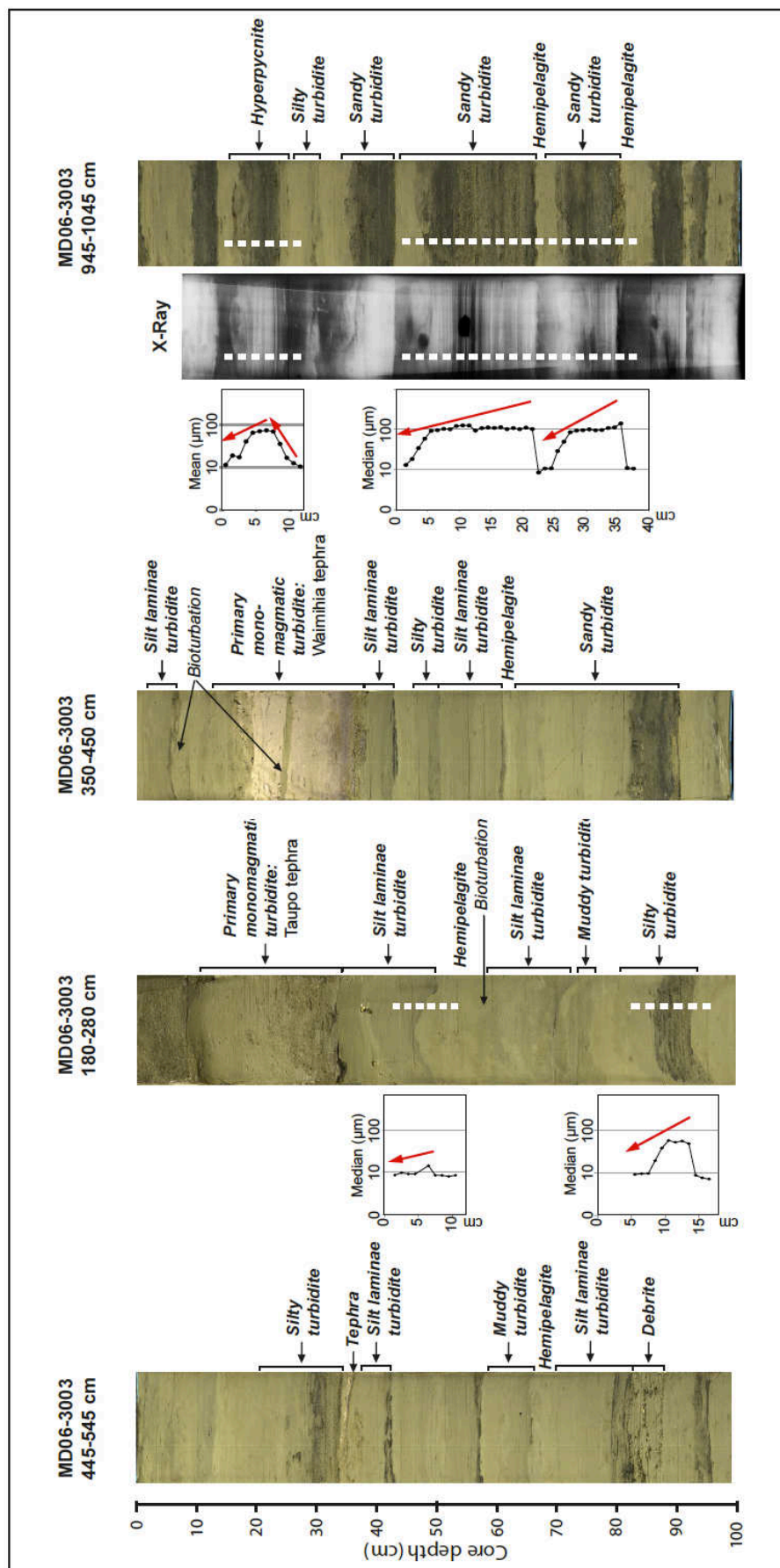


Figure 3.

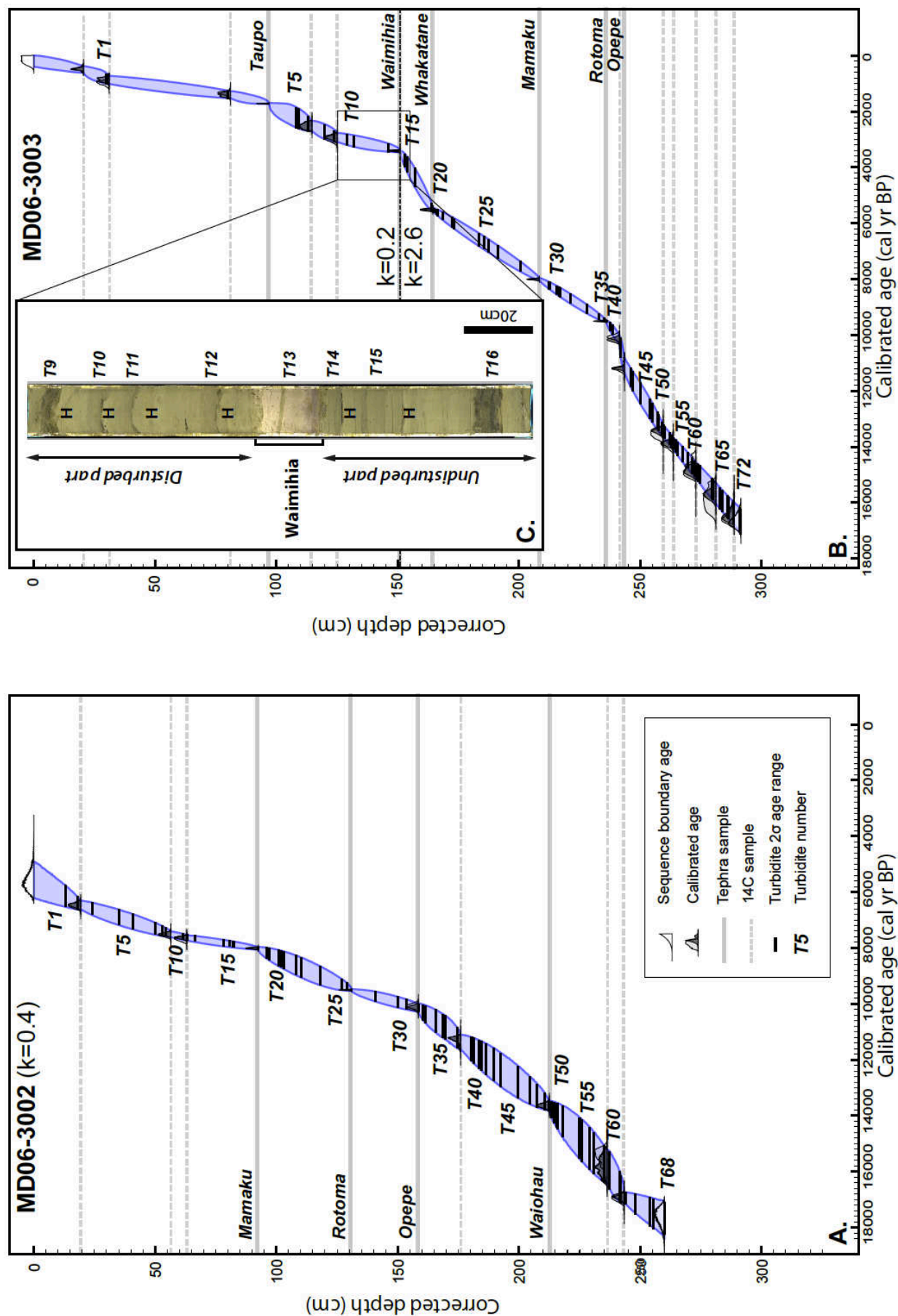


Figure 4.

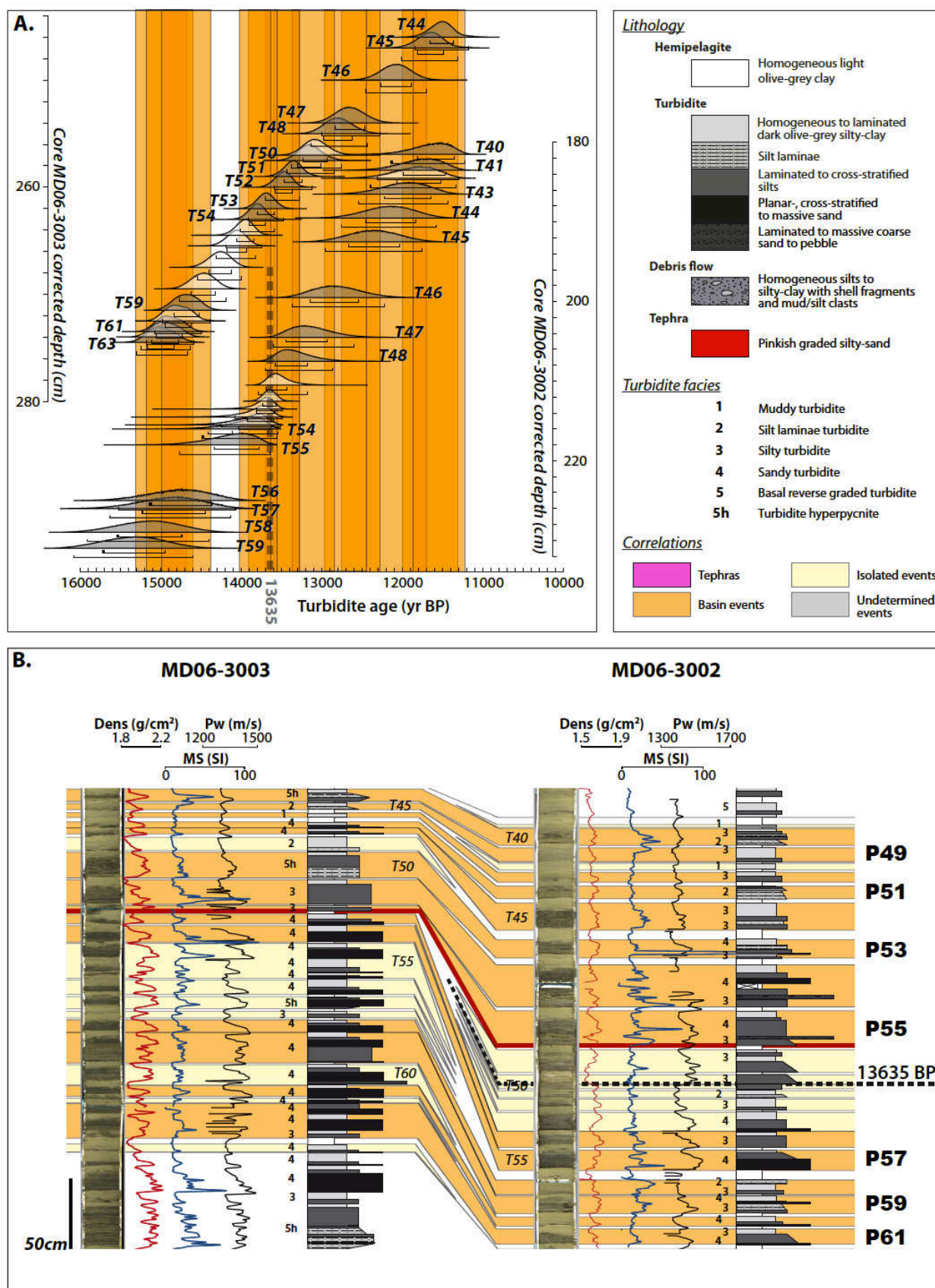


Figure 5.

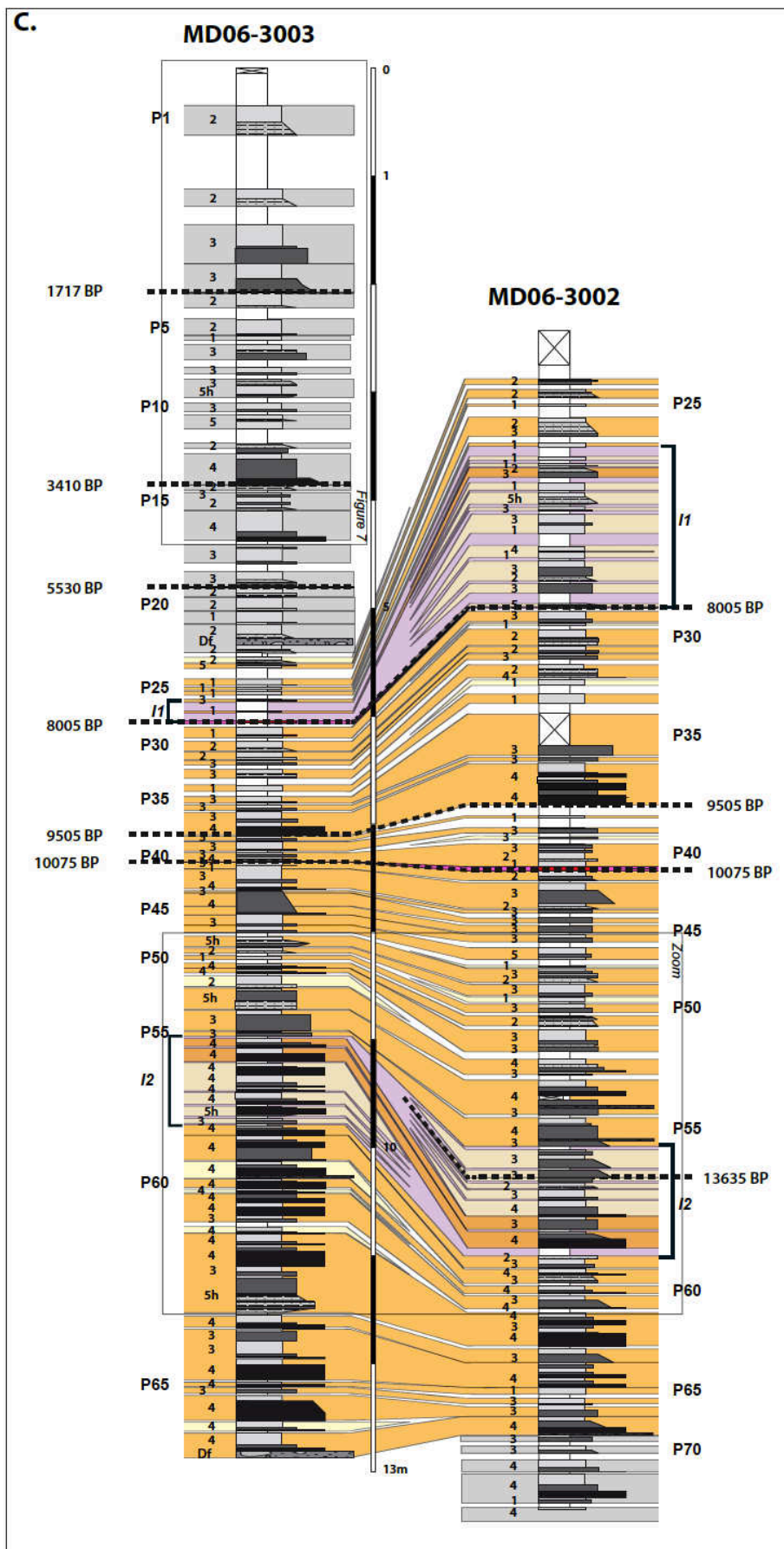


Figure 5 (continued).

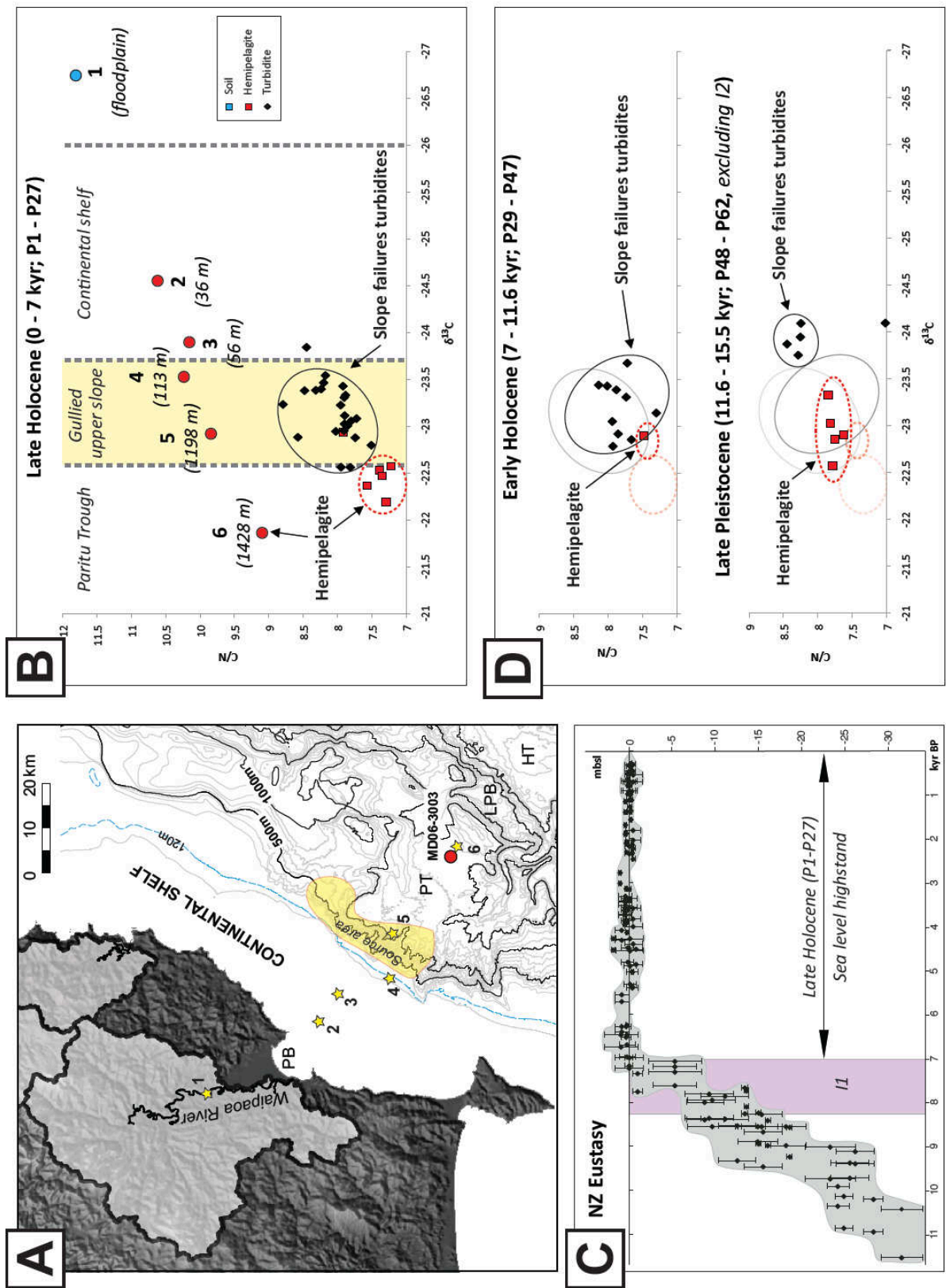


Figure 6.

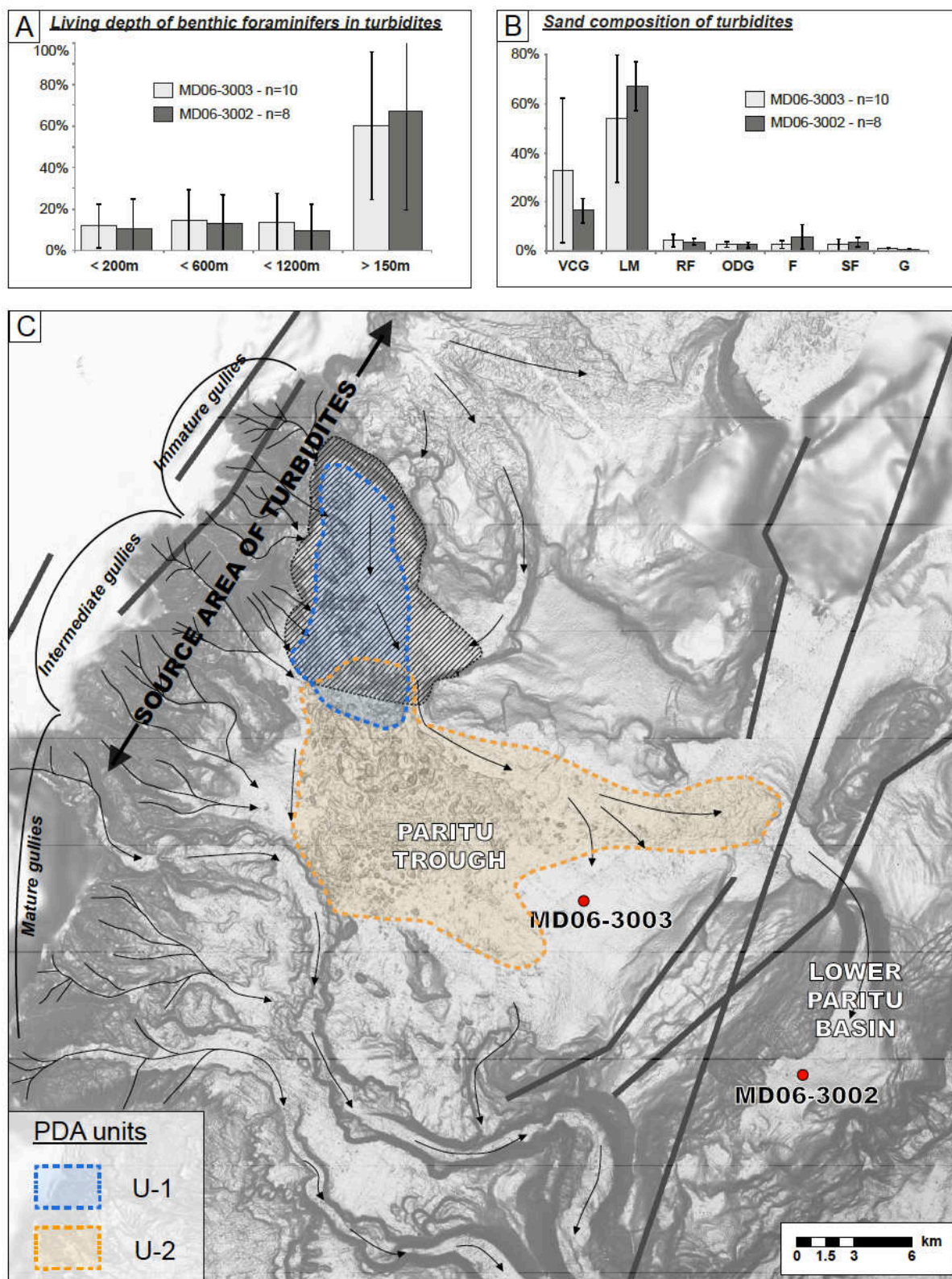


Figure 7.

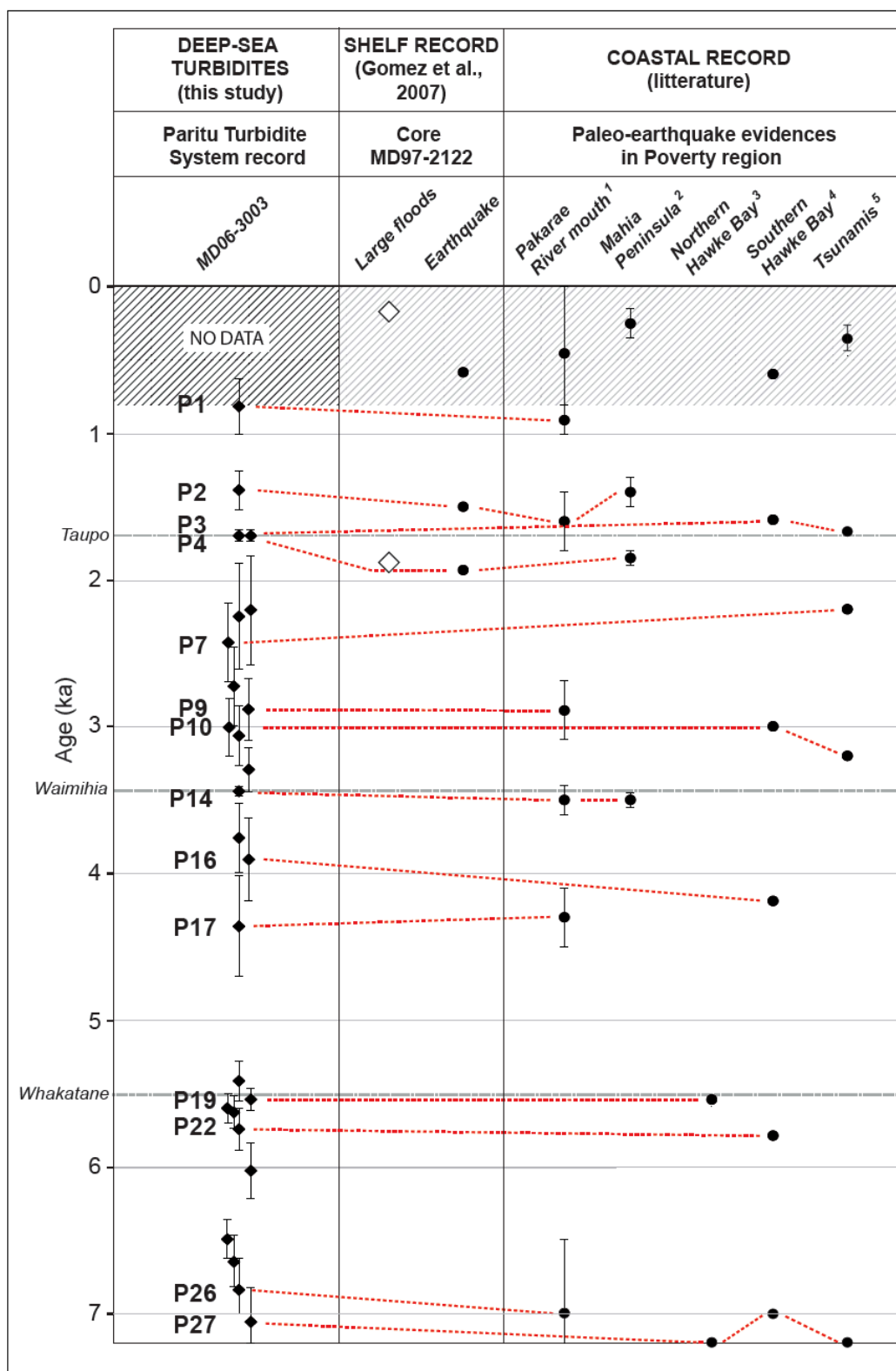


Figure 8.

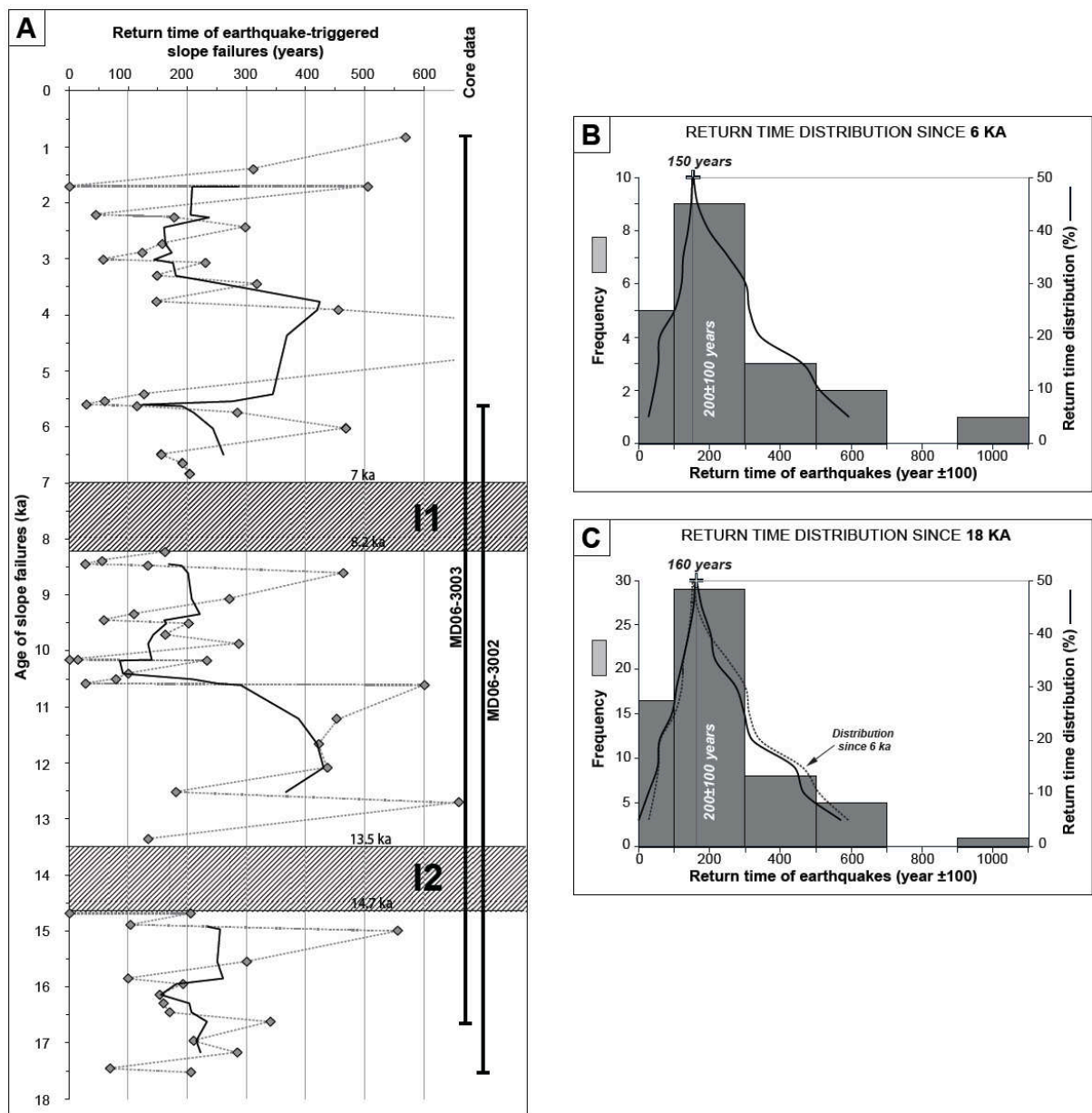


Figure 9.

	n°	Fault	Length (km)	SR (mm/yr)	M_w	SED (m)	RI (yrs)
<i>Faults used in this study</i>	1	<i>Ariel Bank</i>	63	6.07	7.4	4.4	720
	2	<i>Ariel East</i>	16	1.56	6.6	1.1	720
	3	<i>Gable End</i>	48	3.81	7.2	2.9	760
	4	<i>Lachlan 3</i>	69	4.5	7.5	4.8	1070
	5	<i>Paritu Ridge</i>	39	2	6.9	2.7	1360
	6	<i>Hik. Hawke Bay</i>	200	8.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1590 - 2050
	7	<i>Hik. Raukumara</i>	200	10.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1300 - 1670
<i>Other regional faults</i>	8	Ariel North	22	0.93	6.8	1.5	1640
	9	Paritu West	17	1	6.5	1.2	1180
	10	Poverty Bay	12	2.33	6.5	0.8	360
	11	Ritchie Ridge	57	1.5	7.1	4	2650
	12	Ritchie West 1	90	1	7.5	6.3	6270
	13	Ruatoria South 1	72	1.5	7.3	5	3340
	14	Tuaheni Ridge	17	1	6.5	1.2	1180
	15	Waihi South	24	2	6.6	1	510

Fault parameters are taken from the synthesis of Stirling et al. (2011)

SR: Slip rate, M_w : maximum estimated moment magnitude, SED: Single event displacement, RI: Recurrence interval

Table 1.

Core	Longitude		Latitude		Water depth (m)	Core length (m)	Composition *	
	deg.	min.	deg.	min.			T	H
MD 06-3002	39	7.83	178	40.31	2305	12	75%	25%
MD 06-3003	39	2.79	178	32.17	1398	12.88	77%	23%

*: average proportion of turbidites (T) and hemipelagites (H)

Table 2.

Core	Orig. Depth (cm)	Corr. Depth (cm)	^{14}C age (yr)	2σ error (yr)
MD06-3002	63.35	19.35	6060	40
	138	56.5	7036	55
	162.55	63.05	7210	40
	584.5	176	10250	75
	728.4	205.9	12621	60
	757.4	208.9	12823	60
	944.85	236.35	13313	75
	1027.35	243.35	14301	60
MD06-3003	25.5	20.5	842	20
	63.05	31.05	1415	45
	129.05	81.05	1790	35
	271.7	114.7	2780	30
	306.05	125.05	3170	35
	802.5	243.5	10234	55
	892.5	259.5	12480	90
	921	263.7	12850	65
	1028.5	273	12998	75
	1154.2	281.2	13502	75
	1253.75	288.75	13800	65

Table 3.

Core	Orig. depth (cm)	Corr. depth (cm)	Tephra identification	Calibarted age (yr BP $\pm 2\sigma$)
MD06-3002	255	92.5	Mamaku	8005 \pm 45
	430	131	Rotoma	9505 \pm 25
	499	158.5	Opepe	10075 \pm 155
	782	212.5	Waiohau	13635 \pm 165
MD06-3003	205	97	Taupo	1717 \pm 13
	481	164.5	Whakatane	5530 \pm 60
	606	208.5	Mamaku	8005 \pm 45
	710	236	Rotoma	9505 \pm 25
	736	241.5	Opepe	10075 \pm 155

Table 4.

Paritu Turbidite System

BASIN EVENT				Turbidite event in MD06-3003			Turbidite event in MD06-3002		
Name	Age (yr BP)		Origin	Name	Age (yr BP)		Name	Age (yr BP)	
	Mean	2σ			Mean	2σ		Mean	2σ
P1	819	191	<i>sf</i>	T1	819	191			
P2	1388	132	<i>sf</i>	T2	1388	132			
P3	1699	38	<i>sf</i>	T3	1699	38			
P4	1699	38	<i>sf</i>	T4	1699	38			
P5	2204	371	<i>sf</i>	T5	2204	371			
P6	2249	362	<i>sf</i>	T6	2249	362			
P7	2426	270	<i>sf</i>	T7	2426	270			
P8	2723	266	<i>sf</i>	T8	2723	266			
P9	2880	212	<i>sf</i>	T9	2880	212			
P10	3003	194	<i>sf</i>	T10	3003	194			
P11	3060	206	<i>sf</i>	T11	3060	206			
P12	3290	148	<i>sf</i>	T12	3290	148			
P13	3438	30	<i>v</i>	T13	3438	30			
P14	3438	30	<i>sf</i>	T14	3438	30			
P15	3755	238	<i>sf</i>	T15	3755	238			
P16	3902	282	<i>sf</i>	T16	3902	282			
P17	4357	342	<i>sf</i>	T17	4357	342			
P18	5409	137	<i>sf</i>	T18	5409	137			
P19	5535	77	<i>sf</i>	T19	5535	77			
P20	5594	101	<i>sf</i>	T20	5594	101			
P21	5623	112	<i>sf</i>	T21	5623	112			
P22	5737	143	<i>sf</i>	T22	5737	143			
	5964	185	<i>sf</i>	T23	5964	185			
P23	6021	193	<i>sf</i>	T24	6021	193	T1	6144	386
P24	6489	135	<i>sf</i>	T25	6586	232	T2	6397	227
P25	6644	179	<i>sf</i>	T26	6699	234	T3	6600	224
P26	6836	210	<i>sf</i>	T27	6812	233	T4	6903	277
P27	7039	228	<i>sf</i>	T28	7039	228	T5	7067	273
	7309	217	<i>sf</i>				T6	7309	217
	7395	180	<i>sf</i>				T7	7395	180
P28	7480	116	<i>sf</i>	T29	7546	182	T8	7440	156
	7563	112	<i>sf</i>				T9	7563	112
	7603	108	<i>f</i>				T10	7603	108
	7647	103	<i>sf</i>				T11	7647	103
	7680	110	<i>sf</i>				T12	7680	110
	7830	119	<i>sf</i>				T13	7830	119
	7862	114	<i>sf</i>				T14	7862	114
	7881	110	<i>sf</i>				T15	7881	110
	8015	44	<i>v, f?</i>				T16	8015	44
P29	8228	129	<i>sf</i>	T30	8228	129	T17	8185	192
	8336	103	<i>sf</i>				T18	8222	216
P30	8390	157	<i>sf</i>	T31	8390	157	T19	8363	287
P31	8445	165	<i>sf</i>	T32	8445	165	T20	8396	302
P32	8471	167	<i>sf</i>	T33	8471	167	T21	8441	313
P33	8604	263	<i>sf</i>	T34	8689	178	T22	8624	354
	8698	357	<i>sf</i>				T23	8698	357
P34	9067	161	<i>sf</i>	T35	9067	161	T24	8991	338
P35	9338	111	<i>sf</i>	T36	9338	111	T25	9314	199
P36	9447	68	<i>sf</i>	T37	9447	68	T26	9387	142
P37	9505	25	<i>sf</i>	T38	9508	28	T27	9504	25
P38	9706	143	<i>sf</i>	T39	9698	151	T28	9743	180

Table 5.

Paritu Turbidite System

BASIN EVENT				Turbidite event in MD06-3003			Turbidite event in MD06-3002		
Name	Age (yr BP)		Origin	Name	Age (yr BP)		Name	Age (yr BP)	
	Mean	2σ			Mean	2σ		Mean	2σ
P39	9868	122	<i>sf</i>	T40	9813	178	T29	9941	195
	10020	185	<i>sf</i>				T30	10020	185
P40	10155	129	<i>sf</i>	T41	10169	143	T31	10140	144
P41	10155	129	<i>sf</i>	T42	10169	143	T32	10140	144
P42	10169	143	<i>sf</i>	T42	10169	143	T33	10308	285
P43	10401	297	<i>sf</i>	T43	10452	348	T34	10377	322
P44	10501	299	<i>sf</i>	T43	10452	348	T35	10613	411
P45	10579	220	<i>sf</i>	T43	10452	348	T36	10787	428
P46	10606	193	<i>sf</i>	T43	10452	348	T37	10842	429
P47	11207	362	<i>sf</i>	T43	10452	348	T38	11207	362
	11515	328	<i>sf</i>				T39	11623	436
P48	11532	310	<i>f</i>	T44	11511	332	T40	11685	463
P49	11659	348	<i>sf</i>	T45	11659	348	T41	11802	505
	11868	534	<i>sf</i>				T42	11868	534
P50	12081	378	<i>sf</i>	T46	12081	378	T43	11992	557
P51	12518	242	<i>sf</i>	T47	12641	365	T44	12170	590
P52	12698	264	<i>sf</i>	T48	12785	351	T45	12357	604
	13063	309	<i>sf</i>	T49	13065	311			
P53	13106	265	<i>f</i>	T50	13138	297	T46	12795	576
P54	13357	238	<i>sf</i>	T51	13357	238	T47	13101	497
P55	13490	213	<i>sf</i>	T52	13490	213	T48	13284	420
	13637	152	<i>sf</i>				T49	13484	306
	13648	163	<i>sf</i>				T50	13648	163
	13701	216	<i>sf</i>				T51	13781	296
	13714	203	<i>sf</i>				T52	13885	374
	13729	189	<i>sf</i>				T53	13974	434
P56	13736	181	<i>sf</i>	T53	13699	219	T54	14020	465
P57	13831	187	<i>sf</i>	T54	13806	213	T55	14204	560
	13967	225	<i>sf</i>	T55	13967	225			
	14071	245	<i>sf</i>	T56	14071	245			
	14275	275	<i>f</i>	T57	14275	275			
	14480	290	<i>sf</i>	T58	14480	290			
P58	14685	295	<i>sf</i>	T59	14685	295	T56	14796	733
P59	14685	295	<i>sf</i>		14685	295	T57	14883	750
	14789	290	<i>sf</i>	T60	14789	290			
P60	14890	295	<i>sf</i>	T61	14890	295	T58	15157	757
	14940	306	<i>sf</i>	T62	14940	306			
P61	14993	317	<i>sf</i>	T63	14993	317	T59	15342	741
	15500	366	<i>sf</i>	T64	15500	366			
P62	15549	369	<i>sf</i>	T65	15549	369	T60	15706	643
P63	15849	388	<i>sf</i>	T66	15849	388	T61	15964	675
P64	15948	393	<i>sf</i>	T67	15948	393	T61	15964	675
P65	16140	398	<i>sf</i>	T68	16140	398	T61	15964	675
P66	16292	295	<i>sf</i>	T69	16189	398	T62	16541	544
P67	16451	319	<i>sf</i>	T70	16373	398	T63	16622	490
	16451	319	<i>sf</i>	T71	16424	390			
P68	16621	439	<i>sf</i>	T72	16621	439	T63	16622	490
P69	16961	214	<i>sf</i>				T64	16961	214
P70	17171	363	<i>sf</i>				T65	17171	363
P71	17455	523	<i>sf</i>				T66	17455	523
P72	17523	549	<i>sf</i>				T67	17523	549
P73	17729	701	<i>sf</i>				T68	17729	701

Table 5 (continued).

Chapitre 6 : PALEOSISMICITE DE LA MARGE NORD HIKURANGI : SOURCE, MAGNITUDE ET RECURRENCE DES SEISMES DEPUIS 16 KA

Sources, magnitudes and recurrence intervals of large prehistoric earthquakes as deduced from turbidite record : example of the Hikurangi Margin of New Zealand over the last 16 kyr

Ce chapitre, présenté sous forme d'un article à soumettre, discute de l'enregistrement paléosismique obtenu par l'analyse des dépôts turbiditiques depuis le LGM, à l'échelle de la marge.

Les turbidites sont corrélées à travers la marge de manière à identifier les événements régionaux. Des arguments sédimentologiques suggèrent que ces turbidites sont déclenchées par des slope failures synchrones et qu'elles enregistrent les paléo-séismes.

La magnitude des paléo-séismes est estimée en utilisant une approche empirique basée sur le calcul du seuil de déclenchement de slopes failures synchrones en terme de PGA. Les valeurs seuils de PGA sont converties en terme de source et de magnitude par comparaison avec le catalogue des failles actives sous-marines.

Le calendrier précis des paléo-séismes comprend : récurrence, magnitude et source sismique. L'enregistrement des séismes interplaques est notamment défini pour les derniers 16 kyr.

RESUME EN FRANÇAIS

Ce chapitre final vient conclure ce mémoire en établissant un calendrier inédit des paléoséismes sur la marge Nord Hikurangi à partir de l'étude des turbidites contenues dans les trois rentrants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa. Alors que le chapitre précédent élaborait une méthode de reconnaissance des turbidites co-sismiques, l'article qui suit (1) applique ce *proof-of-concept* à l'ensemble de la marge et (2) aborde la question de la source et de la magnitude des séismes responsable du déclenchement des turbidites. L'objectif de cette démarche est double : de mieux caractériser l'enregistrement paléosismique contenu dans la pile sédimentaire, et de discuter des seuils de déclenchement des courants de turbidité, concept utile en terme de *geohazard*. Ce travail est l'extension du chapitre précédent, et reprend les résultats du chapitre 4 sur la caractérisation des turbidites de la marge.

(1) L'identification des paléoséismes sur la marge Nord Hikurangi passe par la reconnaissance de turbidites co-sismiques synchrones. Le *proof-of-concept* développé dans le rentrant de Poverty est tout d'abord adapté aux deux autres rentrants, puis étendu pour corréler les turbidites à l'échelle de la marge.

- Les turbidites reconnues dans les rentrants de Ruatoria et de Matakaoa (Chap. 4) sont datées précisément grâce au modèle d'âge Oxcal, qui interpole les taux de sédimentation des hémipélagites entre deux âges absolus (tephra ou ^{14}C). La forte densité d'âges obtenus sur les carottes (0.7 à 2 âges/m) contribue à la qualité des âges calculés par le modèle.

- Les turbidites sont corrélées à partir des âges, des faciès et des propriétés pétrophysiques pour identifier les *basin events* de chaque rentrant. Le rentrant de Ruatoria contient 30 *basin events* déposés entre 387 ± 253 et $15,935 \pm 583$ yr BP, et le rentrant de Matakaoa, 19 *basin events* déposés entre 166 ± 141 et $16,404 \pm 778$ yr BP. Chaque *basin event* constitue le dépôt d'un seul et même courant de turbidité qui transite dans le système.

- Les *basin events* identifiés et datés dans les rentrants de Ruatoria et Matakaoa sont ensuite corrélés aux 70 *basin events* reconnus précédemment dans le rentrant de Poverty. 46 *basin events* sont synchrones dans au moins deux des trois rentrants sur les derniers 16 kyr. Ils sont nommés *Hikurangi events* et sont datés de 387 ± 170 à $16,446 \pm 314$ yr BP.

- Comme observé dans le rentrant de Poverty, une minorité d'*Hikurangi events* (5) est directement déclenchée par des crues catastrophiques et des éruptions volcaniques. Les 41 restants sont composés de *basin events* déposés par des courants de turbidité déclenchés par des *slope failures* en haut de pente (150-1200 m). La stabilité des temps de retour entre l'Holocène tardif et les derniers 18 kyr confirme que ces *slope failures* et *basin events* sont systématiquement déclenchés par des séismes. Les *Hikurangi events* sont par conséquent l'enregistrement de *slope failures* synchrones à l'échelle de la marge, qui indiquent des paléoséismes régionaux.

L'enregistrement sédimentaire profond de la marge Nord Hikurangi contient donc les archives des crues catastrophiques, des éruptions volcaniques et des séismes régionaux. L'âge des paléoséismes est obtenu en identifiant et en datant précisément les turbidites co-sismiques synchrones à l'échelle de la marge. Toutes sont corrélées aux archives paléosismiques terrestres, et alors que ces dernières enregistrent 9 séismes depuis 9ka, les turbidites indiquent 19 occurrences sur la même période. Une réserve cependant : la partie superficielle de la couverture sédimentaire étant généralement perdue lors des manœuvres de carottage, cet enregistrement ne comprend pas la période <387 ans.

(2) Parmi les 41 paléoséismes identifiés sur les derniers 16 kyr grâce à l'analyse des turbidites, certains sont vraisemblablement des séismes interplaques et les autres des séismes de la plaque supérieure. Les magnitudes et les localisations de ces deux types de séismes n'étant pas les mêmes, l'extraction du signal interplaque permettrait de fournir la récurrence de ces séismes destructeurs. La détermination de la source et de la magnitude des paléoséismes s'est faite en deux temps :

- Le dépôt d'un *Hikurangi event* implique le déclenchement de *slope failures* au même moment dans plusieurs rentrants. Une synthèse bibliographique indique qu'un séisme doit dégager un *Peak Ground Acceleration* ou *PGA* de 0.08 à 0.15 g pour déclencher un *slope failure*. Les 41 Hikurangi events correspondent donc uniquement à des séismes capables de libérer simultanément une telle quantité d'énergie dans des rentrants distants de 100 km. La localisation de l'épicentre de tel séisme est estimée à partir de relations empiriques qui relient le PGA à la magnitude M_w et la distance et la profondeur de l'épicentre. Les différents calculs permettent de définir des zones sources de quelques kilomètres carré dans lesquelles doivent se trouver les épicentres des séismes enregistrés par les *Hikurangi events*.

- Ces zones sources sont ensuite comparées aux données de failles actives sur la marge Nord Hikurangi. La superposition de ces deux jeux de données indépendant suggère que seulement trois failles actives sont capables de générer des *Hikurangi events* : 2 failles de la plaque supérieure associées à des séismes de M_w 7.3–7.4, et le segment de l'interface de subduction capable de produire des séismes de M_w 8.4.

L'enregistrement sédimentaire de la marge Nord Hikurangi conserve les traces des séismes de $M_w \geq 7.3$. Le temps de retour préférentiel de ces événements est de 150 ± 50 ans, avec des valeurs oscillant entre quelques années à plus de 1000 ans.

Une approche particulière est proposée en fin de discussion pour extraire le signal interplaque de l'enregistrement global. 20 *Hikurangi events*, déposés par des courants de turbidité extrêmement volumineux capable de déposer des turbidites sur les hauts structuraux, sont potentiellement déclenchés par des séismes interplaques. Les temps de retour de tels séismes se partitionne en « périodes actives » à faible temps de retour (305-610 ans) et en « périodes de quiescence » à fort temps de retour (1480-2650). Cette tendance semble indiquer que des séismes $M_w \geq 7.5$ sont déclenchés sur l'interface lors des périodes actives, alors que les gros séismes $M_w \geq 8.2$, plus en accord avec les travaux de recherches publiés, se rencontrent uniquement lors des périodes inactives.

SOURCES, MAGNITUDES AND RECURRENCE INTERVALS OF LARGE PREHISTORIC EARTHQUAKES AS DEDUCED FROM TURBIDITE RECORD : EXAMPLE OF THE HIKURANGI MARGIN OF NEW ZEALAND OVER THE LAST 16 KYR

Hugo Poudoux¹, Jean-Noël Proust¹, Geoffroy Lamarche²

1 – Géosciences-Rennes, Université Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France. E-mail: hugo.poudoux@univ-rennes1.fr; jean-noel.proust@univ-rennes1.fr

2 – National Institute of Water and Atmospheric Research (NIWA) Ltd, Private Bag 14-901, Wellington, 6241, New Zealand. E-mail: g.lamarche@niwa.co.nz

1. INTRODUCTION

Paleoseismic studies face to two major difficulties : (1) to evaluate the impact of strong ground shaking on the surrounding environment and characterise the signature of earthquakes in the geological record, and (2) to constrain the source, the magnitude and the recurrence of large prehistoric earthquakes. These latter parameters are however critical to undertake meaningful statistical analysis for seismic hazard assessments (e.g. Stirling et al., 2011). The qualitative and quantitative impacts of earthquakes on terrestrial environments is well understood, with numerous studies focusing on the specific relationships between landslides occurrence, size and distribution on one hand, and the peak ground acceleration, distance from epicentre and topographic site effects on the other hand (e.g. Dadson et al., 2003; 2004; Hancox et al., 2002; Keefer, 1984; 2000; Keefer et al., 2003; Pearce and Watson, 1986). The transfer of such methodology to subaqueous environments has been successfully tested, despite the lack of direct observations in the marine or lacustrine environments (e.g. Dan et al., 2009; Lee et al., 1999; Lykousis et al., 2002; Strasser et al., 2007), and may provide in a close future a significant tool in the developing field of subaqueous paleoseismology (Pantosti et al., 2011).

The turbidite paleoseismology approach, developed on the western North America active margin (Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003; 2007), and applied in numerous active margin settings (Gracia et al., 2010; Huh et al., 2004; McHugh et al., 2011; Noda et al., 2008), or intraplate domains (e.g. St-Onge et al., 2004), as well as in lacustrine environments (e.g. Beck, 2009), provides valuable information on the recurrence and spatial distribution of prehistoric earthquakes. However, the univocal identification of the seismic origin of turbidites remains controversial, despite tentative sedimentological characterisations (Gorsline et al., 2000; Nakajima and Kinai, 2000). Convincing results have been obtained by ensuring a synchronicity of trigger over long distances and through different sedimentary systems (Goldfinger et al., 2003; 2007; Gracia et al., 2010). Correlations with historical earthquakes usually verified this model, but in regions where human occupation does not exceed hundreds of years, like in New Zealand (McGlone et al., 1994), specific methodologies need to be developed to ascertain the earthquake origin of turbidites.

The Hikurangi Margin, East of North Island of New Zealand, which contains well developed series of Quaternary turbidites (Lewis, 1973; Lewis and Pettinga, 1993), is an ideal location for such a study. The northern Hikurangi Margin, characterised by high sediment delivery (Hicks and Shankar, 2003; Hicks et al., 2004), intense tectonic activity (Doser and Webb, 2003; Reyners and McGinty, 1999; Webb and Anderson, 1998) and large re-entrants

concentrating the gravity flow sedimentation (Lewis et al., 2004; Joanne et al., 2010; Pedley et al., 2010), record a continuous succession of turbidites emplaced since the Last Glacial Maximum (Pouderoux et al., in press). In the Poverty re-entrant, a proof-of-concept of using turbidites as paleo-earthquake proxy discusses for the first time the recurrence interval of large earthquake on a 18 kyr period by characterising the seismic origin of turbidites (Pouderoux et al., submitted). However, this study focused on a single sedimentary system lacks the margin-scale correlations, which may afford the characterisation of great subduction interface earthquakes impacting simultaneously different sedimentary systems.

Here we propose to evaluate the recurrence interval, the magnitude and the source of large to great paleo-earthquakes using correlated turbidite deposits from a 200 km margin scale transect. For that purpose, this paper defines the precise age of each turbidite, leading to the identification of basin events ie. synchronous turbidites deposited in a single basin, and finally the recognition of margin events, ie. synchronous basin events along the margin. We demonstrate that these margin events may be triggered by regional large to great earthquakes, using a multi-proxy methodology based on morphological, sedimentological and geochemical arguments. In the final part, through numerical calculations, we estimate the source and the magnitude of these large earthquakes to build a complete 16 kyr long calendar of paleo-ruptures along the northern Hikurangi margin.

2. GEOLOGICAL SETTINGS

2.1. Regional setting

The northern Hikurangi Margin is part of the Hikurangi – Kermadec subduction zone, where the Pacific plate is being subducted obliquely beneath the Australian plate (Fig. 1). The high convergence rate, up to 5 cm/yr (Beavan et al., 2002), is actively uplifting the axial range of the Raukumara Peninsula at an estimated maximum rate of 3 mm/yr, which results in an intense seismic activity all along the margin (e.g. Reyners and McGinty, 1999). The zone of active tectonic comprises from east to west the 3500 m deep Hikurangi Trough, a narrow sediment-starved accretionary prism at the toe of the slope, a very unstable continental slope and a continental shelf supplied in sediments by the Raukumara rivers (Collot et al., 1996; Lewis, 1980; Lewis and Pettinga, 1993). Inland, west of the Raukumara Peninsula lies the rhyolitic Central Volcanic Zone, which is a prolific source of geochemically distinct ash layers (tephra) punctuating the terrestrial and subaqueous sedimentary record of the North Island throughout the Quaternary (Lowe et al., 2008).

2.2. Gravity flow sedimentation

The ubiquitous gravity flow sedimentation on the Hikurangi Margin ranges from fine turbidites deposited on mid-slope basins to margin-scale debris avalanches (Collot et al., 2001; Joanne et al., 2010; Lewis, 1973; Lewis and Pettinga, 1993). Three re-entrants scar the continental slope on the study area (Figs. 1 and 2): (1) the 1,500 km² wide Poverty re-entrant formed after successive margin collapses from 1,500±500 ka (Pedley et al., 2010); (2) the 3,300 km² wide Ruatoria re-entrant and associated Ruatoria Debris Avalanche formed 170±40 ka ago (Collot et al., 2001); and (3) the 1,000 km² wide Matakaoa re-entrant located ~100 km landward of the subduction margin and resulting from multiple mass transport events between 1,300 and 35 ka (Carter, 2001; Lamarche et al., 2008a; Joanne et al., 2010). Sediment cores and geomorphologic studies confirmed the high instability of the slope of these three re-entrants with deep active gullies connecting the shelf to the deep basins, head-wall scarps,

turbidites, active slumping, debris flows and debris avalanches (Orpin, 2004; Mountjoy et al., 2009; Mountjoy and Micallef, 2011; Lewis et al., 2004) (Fig. 2). In the Poverty re-entrant, to the north of the Poverty Canyon System, the Paritu Turbidite System concentrates the recent gravity flow sedimentation in the Paritu Trough and the Lower Paritu Basin (Fig. 2; Orpin, 2004; Orpin et al., 2006; Pouderoux et al., in press). In the Ruatoria re-entrant, the chaotic morphology generated by the Ruatoria Debris Avalanche drains gravity flows and turbidity currents to the Hikurangi Trough, mainly through the Ruatoria Channel (Fig. 2; Pouderoux et al., in press). On the eastern half of the Matakaoa re-entrant, the Matakaoa Turbidite System is comprised of a classical channelized system with a canyon incising the shelf, a well-developed channel-levee turbidite plain and a deep sea fan growing in the Raukumara Plain (Fig. 2; Joanne et al., 2010; Pouderoux et al., in press). In the three re-entrants, the postglacial turbidite deposition (<18 ka) is controlled by slope morphology, sea-level fluctuations, climate and tectonics but the triggering mechanism is primarily earthquakes (Pouderoux et al., in press; submitted).

2.3. Sedimentation rates

Quaternary sedimentation along the northern Hikurangi margin is characterised by intercalation of turbidites, hemipelagite and tephra layers infilling slope and trench basins (Joanne et al., 2010; Lewis, 1980; Lewis and Pettinga, 1993). Over the last ~18 kyr, accumulation rates in mid-slope basins (Orpin, 2004; Orpin et al., 2006; Pouderoux et al., in press) as well as in the Hikurangi Trough (Pouderoux et al., in press) range from ~15 to ~110 cm/ka. Turbidite material is provided by rivers, like the muddy Waipaoa and Waiapu rivers (Fig. 1), which participate to an annual sediment delivery of 70Mt/yr (Hicks and Shankar, 2003). The present day sedimentation rate estimated from ^{210}Pb activity decreases from ~1,000 to ~100 cm/ka seaward, from the continental shelf to the mid-slope basins (Alexander et al., 2010; Kniskern et al., 2010). Forest clearing by human settlement in New Zealand 500-700 yr BP ago results in a present day river sediment fluxes 110 to 660% greater than during the Holocene interglacial (Kettner et al., 2007; McGlone and Wilmshurst, 1999; Paquet et al., 2009).

2.4. Paleo-earthquake record

On eastern North Island, the 600 km-long plate interface of the Hikurangi Margin is divided into three rupture segments based on GPS, seismological, geophysical and geodynamic constraints (Collot et al., 1996; Nicol and Wallace, 2007; Wallace et al., 2004; 2009). Sharp variations in interseismic coupling ~100 km south of Hawke Bay (e.g. Wallace et al., 2004; 2009) bound the southern Wairarapa segment and the central Hawke Bay segment. The northern Raukumara segment is characterized by the change from accretion to an erosion-dominated margin, north of Gisborne (e.g. Collot et al., 1996; Wallace et al., 2009) (Fig. 1). The study area is lying on the northern Raukumara segment, but is influenced by the neighbouring segments (Pouderoux et al., submitted). The Raukumara and Hawke Bay rupture segments may individually trigger M_w 8.2 – 8.4 earthquakes, but a simultaneous rupture could produce an M_w 8.6 earthquake, and a rupture of the whole Hikurangi Margin will involve an M_w 8.8 earthquake (Stirling et al., 2011; Wallace et al., 2009). To the north, the Kermadec Margin may trigger $M_w \geq 8.5$ earthquakes (Power et al., 2011). However, no significant plate interface earthquakes of $M_w > 7.2$ were recorded during the 170 year long historical record.

Recent seismic survey on the continental shelf identified a series of active faults in the upper Australian plate (Fig. 1; Table 1). Empirical equations show that these faults might generate

moderate to large earthquakes of M_w up to 7.5 (compiled by Stirling et al., 2011). Uplifted coastal terraces provide a geological record of prehistoric $M_w \geq 7$ earthquakes (Berryman, 1993; Litchfield et al., 2010) in North Island. Such coastal evidences are available in three locations in the study area (Fig. 1) : in the Pakarae river mouth (Wilson et al., 2006; 2007), in the Mahia Peninsula (Berryman, 1993; in prep), and in northern Hawke Bay (Cochran et al., 2006). The instrumental record of earthquakes is very recent but 298 earthquakes of $M_w > 5$ were recorded from 1940 to 2011 on the study area, with only six of them with a magnitude greater than 6.5 (geonet.co.nz). The 1931 M_w 7.8 Napier earthquake, triggered by an upper plate fault in southern Hawke Bay, was the largest and most damaging ever recorded along the northern Hikurangi Margin. Probabilistic seismic hazard modelling of regional earthquake sources along the northern Hikurangi margin have shown that a Peak Ground Acceleration (PGA) of 0.3 – 0.5 g, triggered by large to great earthquakes, might occur with a 500 year return time on the eastern Raukumara Peninsula, and that a PGA of 0.8-1.4g may affect the region with 2500 year return time (Stirling et al., 2011).

3. METHODS

Following the approach of Pouderoux et al. (submitted), this study aims to unravel a 16 kyr paleo-earthquake calendar from the turbidite record. Turbidites are recognised in a series of cores, characterised, dated and correlated across the Hikurangi margin to identify and date regional events that might correspond to large earthquakes.

3.1. Cores collection and analyses

This study is based on the detailed stratigraphic correlation of sixteen sediment cores collected into three independent sedimentary systems along the northern Hikurangi Margin (Fig. 2 and Table 2). Four of these are giant piston cores collected in Poverty (MD06-3002 and MD06-3003) and Ruatoria (MD06-3008 and MD06-3009) in water depth ranging from 1400 to 3500 m below sea level, during the MD152 MATACORE voyage of *R.V. Marion-Dufresne* (Proust et al., 2008). Twelve short piston cores, acquired in Ruatoria and Matakaoa in water depth ranging from 650 to 3400 m below sea level onboard *R.V. Tangaroa* during research voyages TAN0314 (Carter et al., 2003) and TAN0810 (Lamarche et al., 2008b), complement the dataset. High-resolution 3.5 kHz seismic reflection data and EM300 multibeam bathymetry, systematically acquired prior to coring, provided valuable information to ascertain the suitability of the sampling sites in terms of homogeneity and presence of sub-seafloor reflectors indicative of turbidites.

The sixteen sediment cores were collected in strategic locations along the margin to record the Late Quaternary turbidite activity. Core lithology was characterized by Pouderoux et al. (in press) by combining a visual description and detailed granulometric analysis (Fig.3). It consists in an alternation of turbidites, hemipelagites and tephra layers (Fig.3). Samples collected at the base of a selection of turbidites were wet sieved to extract benthic foraminifers from the 125-500 μ m sand fraction. Foraminifers provide useful information on the source areas and the origin of turbidites. Benthic foraminifers and their original living environment were identified by using charts showing the distribution of modern benthic foraminifers in New Zealand (Hayward et al., 2010; Camp, 2009). Petrophysical analyses of split cores, including continuous gamma density, magnetic susceptibility and P-wave velocity, were obtained with a Geotek Multi-Sensor Core Logger hosted in the University of Otago in New Zealand. These measurements tied to the main lithofacies and lithofacies successions proved essential for core-to-core correlation (see Goldfinger et al., 2007; and our own

experience Pouderoux et al., in press). P-wave velocity values tend to be underestimated (1200-1500 m/s) but the downcore fluctuations, which are used for core-to-core correlations are similar to density and magnetic susceptibility measurements and fits to facies variations.

3.2. Age model

The stratigraphic framework is provided by a dense set of ages obtained from tephrochronology and ^{14}C radiochronology, with an average frequency of 0.7 to 2 measurements per meter of core (Pouderoux et al., in press). Tephra were characterised by glass chemistry, mineralogy and their stratigraphic position and tied to the well-established regional charts of volcanic eruptions to get their precise calibrated ages (Shane, 2000; Lowe et al., 2008). Radiocarbon dating was performed on hand picked mixed planktonic foraminifers from hemipelagite samples collected 0.7-1.0 cm below turbidite layers at the Rafter Radiocarbon Laboratory, GNS Science, New Zealand. Raw radiocarbon ages are calibrated using a regional reservoir age of $395 \pm 57 \text{ yr}$ ($\Delta R = -5 \pm 57 \text{ yr}$) calculated from the published East Cape reservoir ages (Higham and Hogg, 1995; Kalish, 1993), except for ^{14}C dates between 12,400 and 12,900 ^{14}C yrs, which were calibrated using the reservoir age of $800 \pm 110 \text{ yr}$ ($\Delta R = 400 \pm 110 \text{ yr}$) calculated by Sikes et al. (2000) for that period.

We define the age model for each core by interpolating hemipelagite sedimentation rates between time markers (tephra and ^{14}C ages) according to the the *P_Sequence* deposition model of the Oxcal 4.1 software (Bronk Ramsey, 2008), following the approach of Pouderoux et al. (submitted). In this model, the hemipelagite sedimentation rate is considered as an inherently random process following the Poisson law (Bronk Ramsey, 2008), of which the regularity is set by a constant, the *k* parameter, defined specifically for each core (see Pouderoux et al., in press for details). The model provides the 68.2% and 95.4% probability age ranges (1σ and 2σ) of each turbidite. In the following sections, ages are reported with 2σ uncertainties. The hemipelagite cumulated depth for each core cover the entire sedimentation time without major hiatus in agreement with the observed limited erosion at the base of turbidites (Pouderoux et al., in press).

3.3. Correlation criteria and vocabulary

Nine well-known tephra layers form strong time-lines from core to core. Between these time lines, characters of the stratigraphic column, like the petrophysical properties of the sediment, the facies of the turbidites and the relative thickness of hemipelagite layers from the nearest time marker, comfort the correlations. For example, petrophysical properties highlight variations in turbidite grain size (coarse grain size correspond to high values of density, magnetic susceptibility, and P-wave velocity ; Fig. 4) and might indicate variations of compositions (volcaniclastic material have high values of density, magnetic susceptibility, and P-wave velocity; Goldfinger et al., 2007).

In this study we use the term of “*turbidite event*” to refer to a single, well-dated turbiditic depositional episode under- and overlain by hemipelagite. Stacked turbidites with no hemipelagite in between are considered as a single turbidite event, as only the presence of hemipelagite guarantees the occurrence of time between two successive events (Pouderoux et al., in press). Two turbidites separated by a tephra layer represent two distinct events as usually tephra settle down within days to months after the volcanic eruptions (Wiesner et al., 1995).

We call *basin events* synchronous turbidite events recorded in at least two cores in a single basin or re-entrant. Basin events are labelled *Px* in Poverty, *Rx* in Ruatoria and *Mx* in Matakaoa, *x* being the event sequential number in the basin from the youngest (e.g. P1) to

oldest. Non correlative events are called *isolated events*. *Hikurangi events* are synchronous basin events recorded in at least two basins along the northern Hikurangi margin. They are noted *Hx*. The age of an *Hikurangi event* is determined by the intersection of the age ranges shared by the synchronous *basin events*.

4. RESULTS

4.1. The sedimentary record

4.1.1. Lithology

The sediments exhibit a well-defined intercalation of four major lithotypes (Fig. 3 and Table 3): (1) hemipelagite, consisting in 1-90 cm-thick layers of olive-grey silty-clay, (2) tephra, composed of volcanoclastic debris, mainly glass shards and pumiceous lapilli arranged in <10 cm-thick silty beds, (3) debrite, characterised by <35 cm-thick chaotic silty-clay beds with sand to pebble size clasts, and (4) turbidite, identified as fining up sandy to silty sequences rich in volcanoclastic debris, quartz and bioclasts. Debrites are extremely rare, and the large majority of gravity-flow sedimentation is comprised of turbidites. The latter are comprised of five sub-types defined from their grain-size, texture and composition (Pouderoux et al., in press). The first four are muddy (T1), silt-laminae (T2), silty (T3) and sandy turbidites (T4) characterised by a classical fining up trend but differ from their basal grain size. They correspond to the deposit of low to medium density turbidity currents (after Bouma, 1962 and Stow and Shanmugam, 1980). The fifth corresponds to hyperpycnites (T5) defined by a basal unit with reverse grading overlain by a fining up silty sequence interpreted as the deposits of hyperpycnal flows (after Mulder et al., 2003).

Boundaries between lithotypes are usually sharp, except for the top one between turbidites and hemipelagites. The two facies exhibits similar grain-size and texture but different colours: hemipelagites are lighter than turbidites. A detailed grain size, compositional and geochemical analysis confirm the use of colour as a proxy for facies differentiation (Pouderoux et al., in press a, b). Hemipelagites are better sorted than turbidites, with a characteristic single peak < 10 μm (Fig. 3A). The composition of the silty fraction in hemipelagites explains the colour variations with abundant volcanoclastic debris and low quartz content when compared to turbidites which show abundant quartz and low volcanoclastic debris (Fig. 3B). The differences are confirmed by $\delta^{13}\text{C}$ and C/N values, with higher $\delta^{13}\text{C}$ and lower C/N in hemipelagites than in turbidites (Fig. 3C).

4.1.2. Petrophysical properties

The downcore variability of gamma density, magnetic susceptibility (MS) and P-wave velocity (V_p) depends on sediment lithology and on the alternation of hemipelagites, turbidites and tephra (Fig. 4). Hemipelagites usually show a stable and constant low density (ranging from 1.1 to 1.8 g/cm^3), MS (from 10 to 60 SI) and V_p (from 1225 to 1775 m/s). Turbidites systematically present higher values of density (from 1.2 to 2.2 g/cm^3), MS (from 10 to 120 SI) and V_p (from 1225 to 1950 m/s) with a decreasing trend from base to top. Tephra show values similar to turbidites, but higher than hemipelagites, with characteristic sharp variations at their base and top boundaries. Since tephra are currently poorly recovered in cores, their petrophysical values look often chaotic and aberrant.

The boundary between turbidites and hemipelagites is progressive and difficult to identify with petrophysical properties alone, except when following the general trend along few centimetres : turbidites show a constant decrease while hemipelagites have stable and constant

values (Fig. 4D). Usually the decreasing trend of turbidite sequence is in good agreement with grain-size measurements, and coarser beds are noticed by a sharp increase of the density, MS, and V_p .

4.1.3. Benthic foraminifers contained in turbidites

28 different species of benthic foraminifers are identified in the turbidites sand. They are usually well-preserved and since turbidity currents are poorly erosive in cores, they may indicate the source area of the turbidites. Benthic foraminifers were predominantly living in water depth deeper than the present day shelf edge (Association 4 deeper than 150 m in Fig. 5; Pouderoux et al., in press). Species characteristic from the continental shelf (Association 1 shallower than 150 m) are under-represented (less than 15%) or absent. In Poverty, variations between cores MD06-3003 and MD06-3002 are limited, suggesting that turbidites are originated from the gullied upper slope *i.e.* shallower than the ~1400 m of water depth of core MD06-3003 (Fig. 2) and deeper than ~150 m (Fig. 5). In Ruatoria, slight variations appear between cores MD06-3009 and MD06-3008, probably related to the chaotic morphology of the re-entrant. However, benthic foraminifers are indicative of an environment deeper than ~150 m. In Matakaoa, foraminifers from cores taken in the turbidite plain (from water depth of 1090-1255 m) indicates a majority of species shallower than ~600 m (> 50%) and deeper than ~150 m (33%), but none from the continental shelf.

4.2. Turbidites correlation

4.2.1. Time-lines and age model

Each core contains one to six tephra layers corresponding to the nine well-known large volcanic eruptions that occurred from 636 to 17,625 yr BP : namely the Kaharoa, Taupo, Waimihia, Whakatane, Mamaku, Rotoma, Opepe and Rerewhakaaitu eruptions, from the youngest to the oldest (Table 4). Tephra provides absolute time lines, particularly useful for basin-scale and margin-wide correlations.

In Ruatoria (Fig. 2), giant piston cores MD06-3008 and MD06-3009 cover a complete chronology from 636 ± 12 yr BP to $13,761 \pm 60$ ^{14}C years, and from $1,774 \pm 30$ to $15,364 \pm 65$ ^{14}C years, respectively (Tables 4 and 5). Short cores from the upper slope, Tan0810-2 and Tan0810-3, contain recent sediments from $2,462 \pm 85$ to $2,654 \pm 35$ ^{14}C years and from $1,717 \pm 13$ yr BP to $7,424 \pm 80$ ^{14}C years, respectively. Tan0810-6, collected in the Hikurangi Trough, north of the Ruatoria Debris Avalanche (Fig. 2), contains also recent sediments from $1,717 \pm 13$ yr BP to $5,515 \pm 140$ ^{14}C years. In Matakaoa (Fig. 2), short cores from the turbidite plain (Tan0810-9 to -13) cover a complete chronology from 636 ± 12 yr BP to $4,708 \pm 39$ ^{14}C years. In core Tan0314-8, two basal ^{14}C ages complement the tephra identification of Joanne et al. (2010), and show that the core contains a truncated record from $5,530 \pm 60$ yr BP to $13,914 \pm 70$ ^{14}C years. In Poverty (Fig. 2), giant piston cores MD06-3002 and MD06-3003 contains a continuous sedimentary record from $6,060 \pm 40$ to $14,301 \pm 60$ ^{14}C years, and from 842 ± 20 to $13,800 \pm 65$ ^{14}C years, respectively. The uppermost part of MD cores is usually highly deformed or not recovered.

The age model obtained by using the Oxcal software provides an age estimate of each turbidite event for each core, with a low 2σ age range of 410 years (13-1141) in Ruatoria, 327 years (13-970) in Matakaoa, and 300 years (25-757) in Poverty (Fig. 6). The age of turbidite events from Ruatoria and Matakaoa corresponds to the age calculated at each corrected depth and ranges from 166 ± 141 to $18,152 \pm 145$ yr BP, similar to what was previously determined in Poverty (819 ± 191 to $17,729 \pm 701$ yr BP; Pouderoux et al., submitted). Along the northern Hikurangi margin, only the four giant piston cores (MD06-3002 and MD06-3003 in Poverty,

and MD06-3008 and MD06-3009 in Ruatoria), as well as the short core Tan0314-8 in Matakaoa, contain sediment as old as 18 ka. Short cores (Tan0810-2, -3, and -6 in Ruatoria, and Tan0810-9 to -13 in Matakaoa) record only recent sediments younger than 6 ka. This age constraint implies that from 0 to 6 kyr fourteen cores (all but MD06-3002 and Tan0314-8) are usable to correlate turbidite events through the margin, while from 6 to 17 kyr, only the four giant piston cores and Tan0314-8 can provide turbidite events correlations.

4.2.2. *Correlation at basin scale*

In Ruatoria, turbidite events are thick, commonly >10cm, and correlate well from the upper slope to the top of the debris avalanche and the Hikurangi Trough (Figs. 2 and 7). Cores on the upper slope (Tan0810-2 and -3) and on the top of the avalanche (MD06-3009) contain only basin events when core in the Hikurangi Trough (MD06-3008) exhibits isolated events at random. The two particular isolated events identified in core Tan0810-6 are primary monomagmatic turbidites deposited directly after the volcanic eruptions of Taupo and Waimhia, and are not representative (Pouderoux et al., in press). We recognised 30 basin events from 387 ± 253 to $15,935 \pm 583$ yr BP which represent an average recurrence interval of 520 years (R1 to R30, Fig. 7). Younger than ~6 ka, basin events are defined from the five available cores (R1 to R14), from 6 to 17 ka, they correlate only in the two giant piston cores MD06-3008 and MD06-3009 (R15 to R30), and older than ~17 ka, just one core contains sediments (MD06-3009). The average recurrence interval of turbidite events during that latter period is 97 years, five times less than the 520 years of the 30 basin events above. This important difference in return time pushes us to interpret events older than 17 kyr as isolated events. The number of correlation depends on core lengths i.e. the amount of time recorded in sediment. Seven basin events younger than ~6ka (R1, R2, R8, R9, R11, R12 and R14), recognised from short cores (Tan0810-2, -3, and -6) and MD06-3008, are not recorded in core MD06-3009. From 6 to 17 kyr, when only MD06-3008 and MD06-3009 correlate, this kind of basin events may be recognised as isolated events due to the lack of data. This suggests that from 6 to 17 kyr, some isolated events from MD06-3008 may be unidentified basin events, and have to be considered as possible proxy for basin events, especially for the margin-wide correlation described below.

In Matakaoa (Fig. 2), turbidite events are commonly <5cm-thick. They tend to be homogenised in the hemipelagite background by the intense bioturbation, and thin isolated events might have been overlooked as basin events. Cores from the left (Tan0810-10) and the right (Tan0810-13) hand levees and the channel (Tan0810-9) of the turbidite plain mostly record basin events (Fig. 8). Isolated events are recognised randomly in core Tan0810-11 of the right hand levee and core Tan0810-12 in the channel. Basinward, in core Tan0314-8, turbidite events are considered as basin events as the core is collected in the deep-sea fan at the outlet of the Matakaoa Turbidite System. We identified with fair confidence, 19 basin events labelled M1 to M19 and deposited from 166 ± 141 to $16,404 \pm 778$ yr BP. Younger than ~5 ka, basin events are only recognised in the turbidite plain (M1 to M9). From 5 to 16.5 ka, turbidite events recorded in Tan0314-8 are considered as proxy for basin events (M11 to M19). Basin event M10 dated at $5,127 \pm 289$ yr BP is the only basin events that correlate in the turbidite plain (Tan0810-10) and the deep-sea fan (Tan0314-8).

In Poverty (Fig. 2), cores MD06-3003 and MD06-3002 show excellent correlations (Fig. 9; Pouderoux et al., submitted). In the shared time period 6-17 kyr, we identified 46 basin events and 10 isolated events. Isolated events are particularly concentrated during two 1.2 kyr long intervals I1 and I2 (7-8.2 kyr and 13.5-14.7 kyr). In the 0-6 kyr period, we identified 22 turbidite events in core MD06-3003 and older than 17 kyr, five in core MD06-3002. Since the two cores contain mostly basin events from 6 to 17 kyr and the average recurrence interval of basin events from 6 to 17 kyr (215 years) is comparable to the recurrence interval of turbidites

events younger than ~6 kyr (235 years) and older than ~17 kyr (190 years), we postulate that these turbidite events can be used as proxy for basin events. Hence, 73 basin events in total were recognised in Poverty (P1 to P73), deposited from 819 ± 191 to $17,729 \pm 701$ yr BP.

4.2.3. Margin-scale correlations

28 synchronous basin events correlative over two or more re-entrants, *i.e.* Hikurangi events (H events), are recognised over the last ~16 kyr. Ten are documented in the three re-entrants (H3, H5, H8, H12, H23, H30, H33, H35, H41, and H43; Fig. 10; Table 6). Among the 18 H events that correlate basin events in only two re-entrants, two also correlate to isolated events in Matakaoa (H4 and H6). The remaining 16 are correlative basin events in Poverty and Ruatoria (H7, H9, H10, H11, H13, H14, H16, H18, H19, H22, H26, H27, H28, H31, H32, and H34; Table 6). All basin events in Ruatoria are Hikurangi events, except for the two youngest R1 and R2 dated at 387 ± 253 and 789 ± 199 yr BP, and recognised in short cores. Their age correspond to the destroyed upper part of the MD06-3008 and MD06-3009 cores. Regarding that they cannot be correlated to MD cores (in Ruatoria and Poverty), and they correlated to isolated events in Matakaoa, we interpret these two events as Hikurangi events (H1 and H2; Table 6). From 6 to 16 kyr, 16 basin events in Poverty are correlative to isolated events in Ruatoria (core MD06-3008). As suggested above, these MD06-3008 isolated events are in fact unidentified basin events. These 16 correlated events are then as Hikurangi events since they correspond to correlated basin events in Poverty and Ruatoria (H15, H17, H20, H21, H24, H25, H29, H36, H37, H38, H39, H40, H42, H44, H45, and H46). The margin-scale correlation leads to the identification of 46 H events from 387 ± 170 to $16,446 \pm 314$ yr BP, with a reduced age uncertainty of ~170 years in average (range from 6 to 400 years) (Table 6).

5. DISCUSSION

The main objective of this study is to identify the earthquake-trigger of Hikurangi events in order to build a 16 kyr paleo-earthquake record for the whole margin. The discussion is divided in five parts which tend progressively to draw a calendar as precise as possible of paleo-earthquakes. the five sections are the followings. (1) The source area and origin of basin events in each re-entrant is estimated to confirm that slope failures are the principal triggering mechanism. (2) The earthquake origin of slope failures is then discussed, to establish that Hikurangi events indicative of synchronous slope failures are usable as paleo-earthquake proxy. (3) Hikurangi events are then compared to onland paleo-earthquake evidences, providing additional indications on earthquake sources (upper plate faults vs interface). (4) The magnitude of paleo-earthquakes archived in Hikurangi events is evaluated using empirical relationships based on the synchronous trigger of slope failures following two case study of lateral expansion. (5) A final part presents the recurrence interval of large to great paleo-earthquakes and their range of magnitude as deduced from the sedimentary record.

5.1. Source area and origin of basin events

5.1.1. Ruatoria re-entrant

In Ruatoria, the preponderance of basin events and the fact that isolated events are restricted to the trench (see core MD3008) underline the homogeneity of the turbidite system, from the upper slope to the trench. The active slumping area at the shelf edge (Lewis et al., 2004) feeds the gullied upper slope channels that funnel turbidity currents to the top of the Debris Avalanche and into the poorly defined Ruatoria channel (Fig. 2; Pouderoux et al., in press).

The identification of basin events in cores Tan0810-2 and -3, on the slope, suggests a shallow origin <1000m of water depth, which is corroborated by the presence of benthic foraminifers from areas just beyond the shelf edge at ~150-200 m (Fig. 5). This implies that most basin events are the record of slope failures occurring on the upper slope between 150-200 and 1000 m. This depth corresponds to the steep gullied upper slope (yellow dash line on Fig. 2), which is affected by active slumping and fed today by the Waiapu river (Addington et al., 2007; Lewis et al., 2004; Kniskern et al., 2010; Pouderoux et al., in press). Isolated events from core MD06-3008 part of the Hikurangi event record (T15, T17, T24, T25, T29, T30, T35, T47, T49, T50, T53, T55, T61, T63, and T64) are basin events proxy and may therefore originate also from slope failures on the upper slope. Other isolated events, not related to Hikurangi events and not considered in this study, could be originated from the steep slope between Ruatoria and Poverty re-entrants and/or from overflow of the Hikurangi Channel (Lewis and Pantin, 2002).

5.1.2. *Matakaoa re-entrant*

In the Matakaoa Turbidite System (MTS), basin events are related to turbidity currents flowing either through the Matakaoa Canyon and Channel or the gullies of the surrounding steep slopes (Joanne et al., 2010). Basin events M1, M2, M5, M7, and M9 are systematically recorded into the channel with a thinning and fining trend downstream, and occasionally on the levees by muddier and thinner turbidite events (Fig. 2; Fig. 8). They are very likely deposited by channelized turbidity currents flowing through the MTS, as well as basin events M11 to M19, recorded in the deep-sea fan, and M10 identified both in the fan and in the turbidite plain. Basin events M3, M4, M6, and M8 are observed on the levees in small areas, at the mouth of the active gullies of the steep slope, but rarely into the channel. These latter are certainly related to unchannelized turbidity currents transiting through the gullies of the steep slope east and west of the Matakaoa Canyon. Isolated events are only recorded in cores Tan0810-11, on the right hand levee, and in Tan0810-12, into the channel. In Tan0810-11, they are certainly the record of local turbidity currents transiting through the steep slope east of the Matakaoa Canyon (Fig. 2), and those in Tan0810-12 are probably the record of small surge-like channelized turbidity currents flowing through the Matakaoa Channel. Their absence upstream into the channel may result from either by-pass or deposition of a fine and thin muddy turbidite, rapidly homogenised by bioturbation and unidentified in cores. Consequently, basin events as well as isolated events from the MTS are deposited by channelized turbidity currents flowing through the Matakaoa Canyon, or by unchannelised turbidity currents flowing through the steep slope east and west of the canyon. Pouderoux et al. (in press) reports one hyperpycnite event related to the Rotoma volcanic eruption (M11) in the fan and suggest that storm waves-related turbidites are restricted to the canyon floor at depth <1000 m, as reported elsewhere (Mulder et al., 2001; Puig et al., 2004). The foraminiferal content points to a main source area located between 150-200 and 600 m depth (Fig. 5). This range, deeper than the shelf edge, corresponds to the depth of the head of the Matakaoa canyon and the top of the gullied steep slope east and west of the canyon. Regarding to the morphology, this implies that all turbidite events (except M11) of the MTS may be originated by slope failures in the Matakaoa Canyon, or from the surrounding steep slope (yellow dashed line in Fig. 2).

5.1.3. *Poverty re-entrant*

In Poverty, the excellent core-to-core correlation, the high number of basin events (Pouderoux et al., submitted) and the concentration of isolated events during two short periods of anomalous sedimentation patterns, underline the homogeneity of the sedimentary system. The

two cores sample the Paritu Trough and the Lower Paritu Basin, two mid-slope basins interconnected by a roughly defined channel on the northern flank of the Poverty Debris Avalanche (Fig. 2). This connection and the majority of basin events indicate that basin events are deposited by turbidity currents originated on the upper slope or shallower, and transiting through the gullied upper slope and the Paritu Trough before reaching the Lower Paritu Basin. The foraminifers content indicates a primary source area of basin events deeper than the present day shelf edge at 150-200m, on the gullied upper slope. The geochemical signature of basin events (organic carbon) is similar to superficial sediments of the gullied upper slope (Pouderoux et al., submitted), confirming the location of the source area. with regards to the well known instability of the slope in the Poverty re-entrant (Orpin, 2004; Mountjoy et al., 2009; Mountjoy and Micallef, 2011), basin events are very likely predominantly derived from slope failures occurring in the gullied upper slope.

5.2. The earthquake origin of Hikurangi events

All basin events from Ruatoria, Matakaoa and Poverty are predominantly originated on the upper slope between 150-200 m and 1000 m, consecutively to slope failures. Their correlation, which defines Hikurangi events, highlights synchronous slope failures along the margin. Since the study focuses on margin-scale correlation and Hikurangi events (H events), we disregard in the following basin and isolated events not part of H events (Table 6).

The 46 H events recognised from 387 ± 170 to $16,446 \pm 314$ yr BP are synchronous turbidite events identified in independent sedimentary systems ~ 100 km apart (Fig. 1). According to our observations, they are predominantly caused by synchronous slope failures. Floods and volcanic eruptions are known to trigger particular turbidite events along the northern Hikurangi margin since 18ka, namely hyperpycnites and primary monomagmatic turbidites (Pouderoux et al., in press). However, hyperpycnites and primary monomagmatic turbidites are extremely rare in the sedimentary record. Four H events contain one or more hyperpycnites, and might correspond to the sedimentary record of extremely large floods (H9, H22, H23 and H28). Hikurangi event H5, recognised just after the Taupo tephra in the three re-entrants, is exclusively composed of primary monomagmatic turbidites related to volcanic eruptions. These five Hikurangi events, extracted from the global record, leave 41 H events related to synchronous slope failures occurring at an average recurrence interval of ~ 400 years since ~ 16 ka along the margin (Table 6).

Large synchronous slope failures over areas > 100 km long are commonly recognised as the signature of large earthquakes (Goldfinger et al., 2003; 2007; 2008; Gracia et al., 2010). However, storm waves and possibly tsunamis waves are also reported as potential triggering mechanisms of slope failures (Dawson and Stewart, 2008; Mulder et al., 2001; Puig et al., 2004; Shanmugam, 2006). A storm-related turbidite was identified in the Capbreton Canyon, SW France, months after a violent storm that affect the French Atlantic coast (Mulder et al., 2001). The storm-waves created excess pore pressure and sediment slope failures at the canyon head, which deeply incised the continental shelf up to a water depth of 30 m. Turbidity currents generated during storms are supposed less voluminous (Gorsline et al., 2000) and of lower expansion with a preferred settlement depth < 1000 m (Puig et al., 2004) than those triggered by earthquakes (Blumberg et al., 2008; Gorsline et al., 2000; Goldfinger et al., 2007). Moreover, storm-waves affect the sea floor up to water depth of 80-120 m (Lee and Edwards, 1986). On the Hikurangi margin, the source areas of H event are located deeper than 150-200 m (Fig. 2), well beyond the reach of storm waves during the present day highstand of sea-level (0-7 kyr). Also, H events are recognised from 1000 to 3500 m deep by commonly 10 cm-thick turbidite events, deeper than the expected depth of storm-induced turbidites. The effect of storm-waves on the upper slope is therefore considered negligible and

is excluded for the generation of H events. Tsunamis waves can potentially create slope failures due to excess pore pressure, similarly to storm waves. Tsunamis are common in New Zealand after the large earthquakes that occur off Japan, US or Chile. But most of the tsunamis affecting the Hikurangi margin are generated by Hikurangi earthquakes (Goff and Dominey-Howes, 2009). The M_w 9.5 Chilean earthquake of May 23rd, 1960 was the largest earthquake ever recorded worldwide. It created a tsunami that hit New Zealand a few hours after, reaching a run-up height of 3 m in Gisborne, and 4.5 m to the south of the study area in Hawkes Bay (Fig. 1; geonet.org.nz). The largest historical tsunami affecting the study area was triggered the M_w 7.1 Gisborne earthquake that occurred on March 25th, 1947 on the Hikurangi Margin, between Poverty and Ruatoria. It reached a run-up height of ~10 m in the Gisborne area (Downes et al., 2000; Doser and Webb, 2003) similar to the estimated magnitude of paleo-tsunamis recorded by Goff and Dominey-Howes (2009). Tsunamis that can potentially triggered slope failures are then generated by Hikurangi earthquakes, which are more likely to trigger slope failures than the tsunamis wave itself. Also, the height of these waves is probably too low to reach the upper slope and generate the large slope failures at the origin of the Hikurangi events.

Earthquakes are supposed to be the only triggering mechanism during the Late Holocene of sea-level highstand, from 0 to 7 ka, for the generation of synchronous slope failures at the origin of H events. Although storms and tsunamis are possibly secondary players during the marine transgression, the lack of direct impact of the sea-level position on the recurrence interval of H events (~370 years during the marine transgression from 6 to 16ka, compared to ~430 years during sea-level highstand) confirms that earthquake ground shakings remain the only triggering mechanism of synchronous slope failures since 16 kyr, with an average return time of and ~400 years. Consequently, the turbidite record of the Hikurangi margin can be used as a proxy for paleo-earthquakes, and may provide a calendar of the 41 large earthquakes that occurred on the northern Hikurangi Margin from 387 ± 170 to $16,446 \pm 314$ yr BP.

5.3. Comparison with onland paleo-earthquake record

The margin-scale correlation revealed that H events used as paleo-earthquake proxies always correspond to synchronous slope failures in Poverty and Ruatoria. Amongst the 41 identified H events, 19 may correspond to exceptionally voluminous turbidity currents triggered by large slope failures as they are recorded on a topographic high : the Ruatoria Debris Avalanche (core MD06-3009), ~250 m above the main sediment pathways (Table 6; Pouderoux et al., in press). Moreover, in MD06-3009, these H events are 40 cm-thick in average, which is more than twice as much as in other cores. These large H events are also often recorded in the Matakaoa re-entrant (Table 6), and suggest that they need a large earthquake, shaking all the three source areas, to be generated. These large H events may record the large to great earthquakes generated on the Raukumara segment of the subduction interface, characterised by M_w up to 8.4 (Stirling et al., 2011).

The trigger of the 19 large Hikurangi events by subduction interface ruptures is confirmed by their correlation with coastal paleo-earthquakes evidences. Along the coast of the northern Hikurangi Margin, prehistoric earthquakes are evidenced by co-seismic marine terrace uplifts, sudden subsidence episodes, and inland tsunami deposits. Marine terraces uplifts are found at the Pakarae river mouth (Wilson et al., 2006; 2007) and along the Mahia Peninsula (Berryman, 1993; in prep). Litchfield et al. (2010) and Wilson et al. (2007) assume that coastal uplifts are the results of near-shore fault ruptures, and Pakarae paleo-earthquakes are very likely triggered by Gable End fault ruptures (n° 9 in Fig. 1) and those from Mahia Peninsula by ruptures of the Lachlan 3 fault (n° 15 in Fig. 1; Fig. 11). These authors also suggest that these two faults rupture coevally with the Raukumara segment of the subduction interface, as

suggested by their implant in the subduction interface (Fig. 11B). Co-seismic subsidence episodes recorded in lagoons of the northern Hawke Bay, by tsunami deposits filling a newly created accommodation space, were interpreted as large offshore earthquakes either from ruptures of the Lachlan 3 fault or the Hawke Bay segment of the subduction interface (Figs 1 and 11; Cochran et al., 2006). Numerous tsunami deposits are recorded and dated over the last ~10 ka along the New Zealand coastline with some of them interpreted as prehistoric earthquakes (Goff and Dominey-Howes, 2009; see discussion above).

These onland paleo-earthquake evidences are generally time correlative to Hikurangi events (Fig. 11A), and more precisely to large Hikurangi events. As an example, all Pakarae evidences, but one, are time correlative to Hikurangi events, as well as those in Mahia peninsula (Fig. 11A). H4 and H10 correlate to ruptures of the Gable End (Pakarae) and Lachlan 3 faults (Mahia) suggesting that these faults slipped simultaneously. Since both faults are connected to the subduction interface (Fig. 11B; Litchfield et al., 2010; Wilson et al., 2007), their coeval rupture suggests a rupture of the Raukumara segment of the subduction interface. Conclusions are similar for H1 which correlates with Pakarae and Mahia, as well as with a paleo-tsunami, whereas this Hikurangi event is unclear on topographic highs due to the poor quality of material recovered at the uppermost of core MD06-3009 (see discussion above). Alike these three large Hikurangi events (H4, H10, H1), all the 20 large Hikurangi events (the 19 previously characterised and H1) might indicate paleo-ruptures of the plate interface.

5.4. Magnitude estimation for Hikurangi events trigger

The confirmation that the 20 large Hikurangi events are proxy for large to great interface earthquakes is achieved by estimating empirically the magnitude and location of earthquakes able to generate a turbidite synchronicity in all the three re-entrants. The same approach is applied for all the 41 H events characterised by a synchronicity in both Poverty and Ruatoria re-entrants.

Large earthquakes generate shear and normal stress on the seafloor and in the sediment column. This stress induces excess pore pressure and triggers slope failures, which may evolve into turbidity currents (Dan et al., 2009; Middleton and Hampton, 1973; Piper et al., 1999). Turbidite deposition was linked to a M_w 6.8 (moment magnitude) earthquake on the Algerian margin (Dan et al., 2009), $M_w > 6.8$ off Taiwan (Huh et al., 2004), $M_w > 7.2$ on the Cascadia margin (Goldfinger et al., 2003), and earthquakes of M_w 7.2 to 8.1 in Japan (Noda et al., 2008). However, in term of slope failures generation, the moment magnitude M_w of an earthquake is less important to know than the intensity of the stress felt in the source area of slope failures. This shaking intensity and the offshore slope stability are evaluated by estimating the peak ground acceleration (PGA) from earthquake characteristics (M_w , type, depth) and the distance of the study area from the hypocenter (Lee and Edwards, 1986).

PGA at a given site can be calculated using empirical attenuation relationships, which depend on the magnitude M_w of an earthquake, the depth of its hypocenter (D in km) and the distance from it (R in km). These attenuation relationships are equations determined from the regression analysis of ground motions from different sites recording instrumentally a series of historical earthquakes. Worldwide relationships are available as well as some focused on particular countries (Douglas, 2001). For New Zealand, Cousins et al. (1999), based on Zhao et al. (1997), deduced such equation of the PGA attenuation from the analysis of 68 earthquakes :

$$\log_{10} \text{PGA} = 0.2955 M_w - 1.603 \log_{10} (\sqrt{(R^2 + 19^2)}) + 0.00737 D - 0.3004 + d \quad (1)$$

where, the constants are regression coefficients representing the background geological environment between the hypocenter and the study area. The value of d varies with the type of earthquakes, whether involving crustal reverse faults (0.1074), or the subduction interface (-0.1468). Cousins et al. (1999) defines the above relationship for relatively soft basement (soil) characterised by shear-wave velocity (V_s) $<375 \text{ m.s}^{-1}$. However, due to the lack of historical record in New Zealand, the authors incorporate 17 crustal earthquakes from overseas (mainly from western North America) to complement the dataset.

For Japan, which is commonly compared to New Zealand in term of seismotectonic (e.g. Wallace et al., 2009), Si and Midoriwaka (1999) define similar empirical attenuation relationship from 21 Japan earthquakes :

$$\log_{10} \text{PGA} = b - \log_{10} (R + c) - 0.003R \quad (2)$$

where,

$$b = 0.53 M_w + 0.0044D + d + 0.38$$

$$c = 0.0055 \times 10^{0.5 M_w}$$

The constants are regression coefficients representing the background geological environment between the hypocenter and the study area, and the value of d varies with the type of earthquakes, whether shallow (0.00), interplate (-0.04), or intraplate (0.17). This relationship is defined for soft basement (soil) characterised by $V_s=400 \text{ m.s}^{-1}$ (Si and Midoriwaka, 1999).

Since the PGA depends directly on the M_w of an earthquake (Lee and Edwards, 1986), the estimation of the PGA threshold for synchronous slope failures generation along the northern Hikurangi margin, recorded as H events, may provide meaningful arguments to translate the turbidites record in term of earthquakes magnitude (M_w), location and type (crustal or interface). We used these two attenuation relationships to calculate the PGA for different earthquakes at the source areas of H events in Poverty, Ruatoria, and Matakaoa. Although Eq. (1) is determine for New Zealand, it incorporates overseas data that can bias the calculations. Although Eq. (2) consider Japan earthquakes, it has been successfully applied to establish the link between historical earthquakes and deep-sea turbidites in the Kuril Trench of Japan, where the source area of the turbidites exhibits $V_s=300 \text{ m.s}^{-1}$ (Noda et al., 2008), compatible with use of Eq (2). The Kuril trench exhibits similar settings than the northern Hikurangi margin comforting the use of Eq. (2) in this study and its comparison to Eq. (1) : intense tectonic activity, high convergence rate (c. 8 cm/yr), small turbidites recurrence intervals (110-450 years), high sedimentation rates (30-240 cm/kyr) and an upper slope origin of the turbidites (c. 1000 m depth; Noda et al., 2008). Moreover, the average slope of the source area of turbidites in the Kuril trench ($4-5^\circ$) is comparable to the upper slope of Poverty ($3-6^\circ$), Ruatoria ($3-4^\circ$), and Matakaoa ($7-8^\circ$).

On the northern Hikurangi margin, no direct measurements of V_s on the source area of turbidites are available. However, following the model of Hamilton (1976), the shear-wave velocity V_s of marine sediments depends on their burial depth. At $<20\text{m}$ deep, as for the material used in this study, predicted V_s of alternating silty-clays and turbidites ranges from 100 to 350 m.s^{-1} (Hamilton, 1976). Similar values are found in Japan (Goldberg et al., 2003) and in Brazil (Rodriguez-Suarez, 2005). We assume that V_s in the northern Hikurangi Margin is of the same order of magnitude $<350 \text{ m.s}^{-1}$, which allows the use of Eq. (1) and Eq. (2) to calculate the PGA.

Recent slope stability studies, undertaken in active margin settings, propose critical values of the PGA responsible for slope failures. PGA values of $0.16 - 0.6 \text{ g}$ (where g is the gravitational acceleration) have been suggested for the Eel margin of California (Lee et al., 1999) and the North Aegean slope in Mediterranean (Lykousis et al., 2002). Numerical calculations from the Algerian margin show critical PGA values of 0.1 g (Dan et al., 2009). In

lacustrine environment, PGA of 0.08–0.14 g has been inferred for recent slope failures across Lake Lucerne in Switzerland (Strasser et al., 2007). Turbidite deposition related to well known historical earthquakes in the Okinawa Trough of Taiwan (Huh et al., 2004) and the Kuril trench of Japan (Noda et al., 2008) are associated with critical PGA values of ~0.2 g and 0.1–0.15 g, respectively. Based on these studies, the PGA threshold for slope failures and turbidity currents generation may range from 0.08 to 0.6 g (Lee et al., 1999; Strasser et al., 2007), and very likely from 0.08 to 0.15 g (Dan et al., 2009; Noda et al., 2008; Strasser et al., 2007). In the following simulations, we consider three case study with a PGA threshold of (1) 0.08 g, (2) 0.1 g, and (3) 0.15 g, deduced from the literature.

In the Poverty, Ruatoria and Matakaoa regions, upper plate active faults are all reverse and show M_w from 6.5 to 7.5 earthquake hypocenters at an average depth of 5 km, while the hypocenters of earthquakes originated at the plate interface ($M_w > 8$) averaged 11 km in depth (see table fault, after Stirling et al., 2011). Using the Eq. (1) and Eq. (2), we calculate the distance R for an earthquake of a given magnitude to produce the critical PGA value that might cause a slope failure (Table 7). For instance, along the northern Hikurangi margin, the hypocenter of a M_w 7 earthquake, triggered by the rupture of an upper plate fault, needs to be less than 62 km in Eq. (1) and 65 km in Eq. (2) away from the upper slope to produce a PGA of 0.1 g in the source area of turbidites (Table 7). Using these distances, we produce isomagnitude maps for each of the turbidites' source area and establish perimeters in which earthquakes have to be generated to trigger synchronous slope failures in both the Poverty and the Ruatoria re-entrants, and in all the three re-entrants (Fig 12). Since, distances are very similar for upper plate and interface ruptures using Eq. (2), we plot only one set of isomagnitude maps for each PGA threshold. Two sets of isomagnitude maps are established for all H events (synchronous slope failures in Poverty and Ruatoria), and for the large H events (synchronicity in the three re-entrants).

Table 8 summarizes the fault earthquake sources for each of the three PGA critical values, the two sort of H events, and the two equations Eq. (1) and Eq. (2). Based on magnitude estimations of Stirling et al. (2011) and the overlap of earthquake hypocentre with the corresponding isomagnitude envelop, for the 41 slope failures induced H events, a PGA of 0.08 g is reached for M_w from 7.3 to 8.4, a PGA of 0.1 g for M_w from 7.3 to 8.4, and a PGA of 0.15 g for M_w from 8.2 to 8.4. It's interesting to note that, in this case, both equations provide similar results (Table 8). The results obtained for a PGA threshold at 0.15 g are very unlikely, since only the 20 large H events are likely to record ruptures of the plate interface (fault n°2). Considering the 20 large H events, results show that with Eq. (1), the synchronous generation of slope failures in the three re-entrants is only achievable with $PGA < 0.1$ g, while Eq. (2) suggests that plate interface ruptures are exclusively recorded for $PGA > 0.08$ g (Table 8). These combined observations for both type of H events suggest that PGA threshold for synchronous slope failures triggering on the northern Hikurangi Margin is comprised between 0.08 and 0.1 g. This threshold is corroborated by studies in Japan (Noda et al., 2008) and on the Algerian margin (Dan et al., 2009).

Empirical attenuation relationships define a PGA threshold for synchronous slope failure generation between 0.08 and 0.1 g. The 41 Hikurangi events triggered by synchronous slope failures from 387 ± 170 to $16,446 \pm 314$ yr BP provides a powerful calendar of 41 $M_w \geq 7.3$ earthquakes that affect the region, among which 20 are interpreted as great interface earthquakes of M_w up to 8.4 (Stirling et al., 2011). This paleo-earthquake record involves only three of the 26 active fault earthquake sources identified by Stirling et al. (2011) in the offshore northern Hikurangi Margin (Table 8).

5.5. Recurrence intervals

Recurrence interval (RI) of $M_w \geq 7.3$ earthquakes deduced from the 41 Hikurangi events triggered by synchronous slope failures ranges from few years to 1235 years with an average return time of 400 years over the last ~16 kyr (Fig. 13). Isomagnitude maps using a PGA threshold comprised between 0.08 and 0.1 g, summarised in Table 8, indicate three active fault earthquake sources (the Raukumara interface segment, Ruatoria South 1, and Ariel Bank) with an estimated RI of rupture of 1300-1670, 3340, and 720 years respectively (Tables 1; Stirling et al., 2011). Assuming that upper plate faults may rupture independently from the interface segment (Stirling et al., 2011), the RI of fault ruptures over the last ~16 kyr is comprised between 390 and 460 years (Table 8), which corresponds with our 400 years RI of H events.

For large to great interface earthquakes, the RI of Hikurangi events varies from 130 to 2090 years with an average of 800 years and alternating periods of high and low RI (Fig. 13). These periods might indicate two different tectonic regimes with periods of intense activity separated by periods of relative quiescence (Fig. 13). Such a scenario was suggested before by Berryman et al. (1989) for the Hikurangi Margin, and by Patton et al. (2010) for the Sumatra subduction margin and Goldfinger et al. (2010) for the Cascadia subduction margin. Active periods exhibit shorter durations (0.6 – 3 kyr) and drastically shorter RI (305 – 610 years) than quiescence ones (1.5 – 3.2 kyr long with RI range of 1480 – 2650 years). These RI differ from the predicted 1300-1670 years calculated by Stirling et al. (2011), which are closer to the RI observed during periods of quiescence than RI of active periods. The RI and M_w of Stirling et al. (2011) are maximum values determined from empirical relationships, and represent the time needed for the plate interface to accumulate enough strain to rupture on the full length of the Raukumara segment. Active periods recorded in the sedimentary record suggest that, without any change in the tectonic regime (convergence rate, slip rate, etc...), the deformation and energy released by the plate interface may be partitioned with multiple ruptures generating earthquakes less than M_w 8.2 – 8.4. Isomagnitude maps suggest that a M_w 7.5 – 8 earthquakes on the interface segment is enough to generate a PGA 0.08-0.1 g (Fig. 13). Considering the constraint given by core MD06-3009, we could hypothesise that during active periods the Raukumara segments of the subduction interface produces regular large M_w 7.5 – 8 earthquakes that do not rupture on its full length or release all the accumulated strain. This is in good agreement with the two suspected moderate interface earthquake M_w 7 and 7.1 which hit the Gisborne district in 1947 (Doser and Webb, 2003).

The RI distribution over the last ~16 kyr of our $M_w > 7.5$ subduction earthquake record show a close correspondence between the most common RI of 550 ± 50 years and the median of 560 years provided by statistical approach (Fig. 14A). This indicates that the northern Hikurangi margin is characterised by a strong occurrence of large to great earthquakes with a most probable RI of 560 years. On the opposite, the record of earthquakes of $M_w \geq 7.3$ shows a distinction between the most common RI of 150 ± 50 years and the median of 310 years estimated by statistics (Fig. 14B), which confirms the fact that this earthquake record is composed by two tectonic signals: upper plate earthquakes of M_w from 7.3 – 7.4 (Ruatoria South 1 and Ariel Bank faults) and interfaces ones of M_w 7.5 – 8.4 (Raukumara segment). In both cases, the average RI is higher than the median value. However, in a risk assessment and earthquake predictability approach, we assume that the most common RI is more meaningful. Therefore, large earthquake are more likely to occur with a RI of 150 ± 50 years, while large to great subduction earthquakes to occur every 550 ± 50 years.

6. CONCLUSION

- Along the northern Hikurangi margin, 46 Hikurangi events, corresponding to synchronous turbidite deposition, are identified from the stratigraphic correlation of turbidite from sixteen sediment cores collected in the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants. Hikurangi events are recognised in at least two re-entrants. A dense set of tephrochronology and radiocarbon ages provides precise age estimates of each Hikurangi event ranging in age from 387 ± 170 to $16,446 \pm 314$ yr BP.
- Morphological, sedimentological, and geochemical analysis suggest that 41 Hikurangi events are triggered by synchronous slope failures occurring on the upper slope area at 150-200 to 1000 m deep. Other triggering mechanisms, such as floods or volcanic eruptions, are extremely rare and correspond to only five Hikurangi events.
- Synchronous slope failures may be generated by strong earthquake ground shakings, as other known triggering mechanisms of slope failures, such as storms or tsunamis, are not compatible with the margin morphology. The turbidite record is then used as paleo-earthquake proxy indicative of 41 prehistoric earthquakes occurring since ~16 kyr. 20 Hikurangi events may correspond to very large to great earthquakes as they are deposited by exceptionally voluminous gravity flows able to deposited 40 cm-thick turbidites on topographic highs and triggered simultaneously in all re-entrants. The comparison with coastal paleo-earthquakes evidences suggests that these 20 large Hikurangi events are triggered by subduction interface earthquakes.
- Numerical calculations using empirical attenuation relationships define a PGA threshold at 0.08-1 g for the generation of synchronous slope failures on the upper slope of the Hikurangi margin. Comparing to the established catalogue of offshore active faults earthquake sources, this threshold corresponds to rupture of two crustal reverse faults (Ruatoria South 1 and Ariel Bank) and the Raukumara segment of the subduction interface. The 41 Hikurangi events are then the sedimentary record of $M_w \geq 7.3$ earthquakes. This approach also confirms the trigger by subduction interface earthquakes of the 20 large Hikurangi events.
- The ~16 kyr paleo-earthquake record of the northern Hikurangi margin, deduced from Hikurangi events chronology, indicate that $M_w \geq 7.3$ earthquakes occur with a preferred recurrence interval of 150 ± 50 years. Although subduction interface earthquakes have an average recurrence interval of 800 years, they are partitioned into 0.6-3 kyr active periods characterised by high recurrence intervals of 305 to 610 years, and 1.5-3.2 kyr periods of relative quiescence characterised by recurrence intervals of 1480 to 2650 years. These trends associated with our magnitude estimates indicate that active periods may produce $M_w \geq 7.5$ interface earthquakes, while quiescence periods probably contain the great $M_w \geq 8.2$ interface earthquakes predicted by probabilistic studies.

REFERENCES

- Adams, J., 1990. Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington Margin. *Tectonics* 9, 569-583.
- Addington, L.D., Kuehl, S.A., McNinch, J.E., 2007. Contrasting modes of shelf sediment dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand. *Marine Geology* 243, 18-30.

Beavan, J., Tregoning, P., Bevis, M., Kato, T., Meertens, C., 2002. Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation. *Journal of Geophysical Research*, 107, B10, 2261, doi:10.1019/2011JB000282.

Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews* 96, 327-344.

Berryman, K., 1993. Age, height, and deformation of Holocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Tectonics* 12, 1347-1364.

Berryman, K., Beu, A., Irwin, S., Cochran, U., Wilson, K., et al., submitted. A high resolution model for the formation of a Holocene marine terrace sequence.

Berryman, K.R., Ota, Y., Hull, A.G., et al., 1989. Holocene paleoseismicity in the fold and thrust belt of the Hikurangi subduction zone, eastern North Island, New Zealand. *Tectonophysics* 163, 185-195.

Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echtler, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H., Oncken, O., 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 526-539.

Bronk-Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27, 42-60.

Camp, R.L., 2009. Distribution of benthic foraminifera of the Waipaoa river margin, North Island, New Zealand: Implications for sediment transport. Unpublished Master Thesis, East Carolina University, 157p.

Carter, L., 2001. A large submarine debris flow in the path of the Pacific deep western boundary current off New Zealand. *Geo-Marine Letters* 21, 42-50.

Carter, L., Lamarche, G., Dunkin, M., Mitchell, J., Northcôte, L., Wilcox, S., Kuehl, S., Addington, L., Kniskern, T., Romine, H., Brackley, H., Migeon, S., McNinch, J., Misalis, J., Scione, J., 2003. TAN0314 Research Voyage Report, unpublished NIWA Internal report, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.

Cochran, U., Berryman, K., Zachariassen, J., Mildenhall, D., Hayward, B., Southall, K., Hollis, C., Barker, P., Wallace, L., Alloway, B., Wilson, K., 2006. Paleoecological insights into subduction zone earthquake occurrence, eastern North Island, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 118, 1051-1074.

Collot, J.Y., Delteil, J., Lewis, K.B., Davy, B., Lamarche, G., Audru, J.C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., deLepinay, B.M., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B., Uruski, C., 1996. From oblique subduction to intra-continental transpression: Structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side-scan sonar and seismic reflection. *Marine Geophysical Researches* 18, 357-381.

Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 106, 19271-19297.

- Cousins, W.J., Zhao, J.X., Perrin, N.D., et al., 1999. A model for the attenuation of peak ground acceleration in New Zealand earthquakes based on seismograph and accelerograph data. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 32, 193-220.
- Dadson, S., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.C., Hsu, M.L., Lin, C.W., Horng, M.J., Chen, T.C., Milliman, J., Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology*, 32, 733-736.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D. and Lin, J.C (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648-651.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., Deverchere, J., Yelles, K., 2009. Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during earthquakes: example from the Algerian margin. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 769-789.
- Dawson, A.G., Stewart, I., 2008. Offshore tractive current deposition: the forgotten tsunami sedimentation process. In: *Tsunamites - features and implications*, Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T., Minoura, K. (Eds).
- Doser, D.I., Webb, T.H., 2003. Source parameters of large historical (1917-1961) earthquakes, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International*, 152, 795-832.
- Douglas, J., 2001. A comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000). *Engineering Seismology and Earthquake Engineering Report n°01.1*, Imperial College of Science, Technology and Medicine, London, 144p.
- Downes, G., Webb, T., McSaveney, M., Darby, D., Doser, D., Chagué-Goff, C., Barnett, A., 2000. The March 25 and May 17 1947 Gisborne earthquakes and tsunamis: implication for tsunami hazard for East Coast, North Island, New Zealand. *Tsunami Risk Assessment Beyond 2000*, Moscow Tsunami Workshop 2000.
- Goff, J., Dominey-Howes, D., 2009. Australasian paleotsunamis – Do Australia and New Zealand have a shared trans-Tasman prehistory? *Earth-Science Reviews* 97, 147-154.
- Goldberg, D.S., et al., 2003. Reprocessing of wireline sonic logs in turbidites and hemipelagic sediments at ODP Site 1173. In: Mikada, H., Mor, G.F., Taira, A., Becker, K., Moore, J.C., Klaus, A. (Eds), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 190/196. Ocean Drilling Program, College Station, Texas, 15 p.
- Goldfinger, C., Grijalva, K., Burgmann, R., Morey, A.E., Johnson, J.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Ericsson, A., Karabanov, E., Chaytor, J.D., Patton, J., Gracia, E., 2008. Late Holocene rupture of the northern San Andreas Fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone. *Bulletin of Seismological Society of America* 98, 861-889.
- Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., Shipboard Scientific Party., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters* 254, 9-27.

- Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E., Shipboard Sci, P., 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics* 46, 1169-1194.
- Goldfinger, C., Witter, R.C., Priest, G.R., Wang, K., Zhang, Y.J., Patton, J., Beeson, J. et al., 2010. Cascadia supercycles: Evidence of clustering and Holocene history of energy management from the long Cascadia paleoseismic record. Abstract AGU Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis, Chile, May 2010.
- Gorsline, D.S., De Diego, T., Nava-Sanchez, E.H., 2000. Seismically triggered turbidites in small basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology* 135, 21-35.
- Gracia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodes, A., Pallas, R., Garcia-Orellana, J., Lebreiro, S., Goldfinger, C., 2010. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergent margin. *Quaternary Science Reviews* 29, 1156-1172.
- Hamilton, E.L., 1976. Shear-wave velocity versus depth in marine sediments: a review. *Geophysics* 41, 985-996.
- Hancox, G.T., Perrin, N.D., Dellow, G.D., 2002. Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 35, 59-95.
- Hayward, B.W., Grenfell, H.R., Sabaa, A.T., Neil, H.L., Buzas, M.A., 2010. Recent New Zealand deep-water benthic foraminifera: Taxonomy, ecologic distribution, biogeography, and use in paleoenvironmental assessment. Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph, Lower Hutt, New Zealand 26, 363p.
- Hicks, D.M., Gomez, B., Trustrum, N.A., 2004. Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at river mouths: East Coast Continental Margin, North Island, New Zealand. *Journal of Geology* 112, 471-485.
- Hicks, D.M., Shankar, U., 2003. Sediment yield from New Zealand rivers. NIWA chart, Miscellaneous series N.79. National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- Higham, T.F.G., Hogg, A.G., 1995. Radiocarbon dating of prehistoric shell from New Zealand and calculation of the Delta R value using fish otoliths. *Radiocarbon* 37, 409-416.
- Huh, C.A., Su, C.C., Liang, W.T., Ling, C.Y., 2004. Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31, L12304, doi:10.1029/2004GL019731.
- Joanne, C., Collot, J.Y., Lamarche, G., Migeon, S., 2010. Continental slope reconstruction after a giant mass failure, the example of the Matakaoa Margin, New Zealand. *Marine Geology* 268, 67-84.
- Kalish, J.M., 1993. Pre-bomb and post-bomb radiocarbon in fish otoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 549-554.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *GSA Bulletin* 95, 406-421.

- Keefer, D.K., 2000. Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology* 58, 231-249.
- Keefer, D.K., Wartman, J., Ochoa, C.N., Rodriguez-Marek, A., Wieczorek, G.F., 2006. Landslides caused by the M 7.6 Tecoman, Mexico earthquake of January 21, 2003. *Engineering Geology* 86, 183-197.
- Kettner, A.J., Gomez, B., Syvitski, J.P.M., 2007. Modeling suspended sediment discharge from the Waipaoa River system, New Zealand: The last 3000 years. *Water Resources Research* 43.
- Kniskern, T.A., Kuehl, S.A., Harris, C.K., Carter, L., 2010. Sediment accumulation patterns and fine-scale strata formation on the Waiapu River shelf, New Zealand. *Marine Geology* 270, 188-201.
- Lamarche, G., Joanne, C., Collot, J.Y., 2008a. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa submarine instability complex. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q04001, doi:10.1029/2007GC001843.
- Lamarche, G., Orpin, A., Wilcox, S., Verdier, A.-L., Amyes, D., Woelz, S., McGill, K., 2008b. R.V. Tangaraoa TAN0810 Voyage Report: Transfer of extensional deformation, submarine instabilities and paleoearthquake proxy, unpublished NIWA Internal report N°135, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- Lee, H.J., Edwards, B.D., 1986. Regional assess offshore slope stability. *Journal of Geotechnical Engineering-ASCE* 112, 489-509.
- Lee, H.J., Locat, J., Dartnell, P., Israel, K., Wong, F. et al., 1999. Regional variability of slope stability: application to the Eel margin, California. *Marine Geology* 154, 305-321.
- Lewis, K.B., 1973. Ashes, turbidites, and rates of sedimentation on the continental slope off Hawke Bay. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 16, 439-454.
- Lewis, K.B., 1980. Quaternary sedimentation on the Hikurangi oblique-subduction and transform margin, New Zealand. In: Sedimentation in oblique slip mobile zone. Balance, P.F., Reading, H.G. (Eds). Special Publication International Association of Sedimentologists 4, 171-189.
- Lewis, K.B., Lallemand, S.E., Carter, L., 2004. Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche. 47, 415-429.
- Lewis, K.B., Pantin, H.M., 2002. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology* 192, 123-151.
- Lewis, K.B., Pettinga, J.R., 1993. The merging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin. In: Balance, P.F. (Ed.), *South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World*, vol. 2. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, pp. 225-250.
- Litchfield, N., Wilson, K., Berryman, K., Wallace, L., 2010. Coastal uplift mechanisms at Pakarae River mouth: Constraints from a combined Holocene fluvial and marine terrace dataset. *Marine Geology* 270, 72-83.

- Lowe, D.J., Shane, P.A.R., Alloway, B.V., Newnham, R.M., 2008. Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago: a framework for NZ-INTIMATE. *Quaternary Science Reviews* 27, 95-126.
- Lykousis, V., Roussakis, R., Alexandri, M., Pavlakis, P., Papoulia, I., et al., 2002. Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean). *Marine Geology* 186, 281-298.
- McGlone, M.S., Anderson, A.J., Holdaway, R.N., 1994. An ecological approach to the Polynesian settlement of New Zealand. In: Sutton, D.G. (Ed.), *The Origins of the First New Zealanders*. Auckland University Press, pp. 136-163.
- McGlone, M.S., Wilmshurst, J.M. 1999. Dating initial Maori environmental impacts in New Zealand. *Quaternary International* 59, 5-16.
- McHugh, C.M., Seeber, L., Braudy, N., Cormier, M.H., Davis, M.B., Diebold, J.B., Dieudonne, N., Douilly, R., Gulick, S.P.S., Hornbach, M.J., Johnson III, H.E., Ryan Miskin, K., Sorlien, C.C., Steckler, M.S., Symithe, S.J., Templeton, J et al., 2010. Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology* 39, 723-726.
- Meunier, P., Hovius, N., Haines, J.A., 2007. Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters* 34, L20408, doi:10.1029/2007GL031337.
- Meunier, P., Hovius, N., Haines, J.A., 2008. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 221-232.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidity and Deep Water Sedimentation*. G.V. Middleton, Bouma, A.H., SEPM, 1-38.
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., 2011. Active upper plate thrust faulting in regions of low plate interface coupling, repeated slow slip events, and coastal uplift: example from the Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, Q01005, doi:10.1029/2010GC003326.
- Mountjoy, J.J., McKean, J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., et al., 2009. Terrestrial-style slow-moving earthflow kinematics in a submarine landslide complex. *Marine Geology* 267, 114-127.
- Mountjoy, J.J., Micallef, A., 2011. Polyphase emplacement of a 30 km³ blocky debris avalanche and its role in slope-gully development. In: *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, doi:10.1007/978-94-007-2162-3_19.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugeres, J.C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861-882.
- Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.M., 2001. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* 21, 149-156.

- Nakajima, T., Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology* 135, 1-19.
- Nicol, A., and Wallace, L.M., 2007. Temporal stability of deformation rates: comparison of geological and geodetic observations, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 397-413.
- Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R., Uchida, J.I., 2008. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Marine Geology* 254, 73-90.
- Orpin, A.R., 2004. Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, East Coast New Zealand. *Marine Geology* 209, 69-90.
- Orpin, A.R., Alexander, C., Carter, L., Kuehl, S., Walsh, J.P., 2006. Temporal and spatial complexity in post-glacial sedimentation on the tectonically active, Poverty Bay continental margin of New Zealand. *Continental Shelf Research* 26, 2205-2224.
- Pantosti, D., Gracia, E., Nelson, C.H., 2011. Searching for records of past earthquakes under water. *EOS Transactions American Geophysical Union* 92, doi:10.1029/2011EO060005.
- Paquet, F., Proust, J.N., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Inner-forearc sequence architecture in response to climatic and tectonic forcing since 150 ka: Hawke's Bay, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 79, 97-124.
- Patton, J., Goldfinger, C., Morey, A.E., Djadjadihardja, Y., Hanifa, U, 201009. Temporal clustering, energy-state proxy, and recurrence of Holocene paleo-earthquakes in the region of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. Abstract AGU Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis, Chile, May 2010.
- Pearce, A.J., Watson, A.J., 1986. Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology* 14, 52-55.
- Pedley, K.L., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., Lewis, K.B., 2010. Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty Indentation, New Zealand. *Marine Geology* 270, 119-138.
- Piper, D.J.W. Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 79-97.
- Pouderoux, H., Proust, J.N., Lamarche, G., Orpin, A., Neil, H., in press. Deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand) since the Last Glacial Maximum: characterisation, timing and origin of turbidites. *Marine Geology*.
- Power, W., Wallace, L., Wang, X., Reyners, M et al., 2011. Tsunami hazard posed to New Zealand by the Kermadec and southern New Hybrides subduction margins: an assessment based on plate boundary kinematics, interseismic coupling, and historical seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, doi:10.1007/s00024-011-0299-x.
- Proust, J-N., Lamarche, G., Migeon, S., Neil, H., and Shipboard Party, 2006. MD152/MATACORE Tectonic and climate controls on sediment budget. *Les rapports de campagnes à la mer, Institut Paul Emile Victor*, 107p.

Proust, J.N., Lamarque G., Migeon, S., Neil, H.L., 2008. Climate and tectonic changes in the ocean around New Zealand. *EOS Transaction American Geophysical Union* 89, 277-288.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D., Sternberg, R.W., 2004. Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109.

Reyners, M., McGinty, P., 1999. Shallow subduction tectonics in the Raukumara peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 104, 3025-3034.

Rodriguez-Suarez, C., 2005. Sea-bottom shear-wave velocities and mode conversions. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 75-87.

Shane, P., 2000. Tephrochronology: a New Zealand case study. *Earth Science Reviews* 49, 223-259.

Shanmugam, G., 2006. The Tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research* 76, 718-730.

Si, H., Midorikawa, S., 1999. New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site conditions. *Proceeding of 12th World Conference on Earthquake Engineering*. English translation of : New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site conditions, Si, H., Midorikawa, S., 1999. *Journal of Structural and Construction Engineering*, (Transaction of Architectural Institute of Japan) 523, 63-70.

Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P., Howard, W.R., 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature* 405, 555-559.

St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283-294.

Stirling, M., McVerry, G., Gerstenberger, M., Litchfield, N., Van Dissen, R., Berryman, K., Barnes, P., Wallace, L., Bradley, B., Villamor, P., Langrodge, R., Lamarche, G., Nodder, S., Reyners, M., Rhodades, D., Smith, W., Nicol, A., Pettinga, J., Clark, K. and Jacobs, K., 2011. National Seismic Hazard Model for New Zealand: 2010 Update. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Strasser, M., Stegmann, S., Bussmann, F., Anselmetti, F.S., Rick, B., Kopf, A., 2007. Quantifying subaqueous slope stability during seismic shaking: Lake Lucerne as model for ocean margins. *Marine Geology* 240, 77-97.

Wallace, L.M., Reyners, M., Cochran, U., Bannister, S., Barnes, P.M., Berryman, K., Downes, G., Eberhart-Phillips, D., Fagereng, A., Ellis, S., Nicol, A., McCaffrey, R., Beavan, R.J., Henrys, S., Sutherland, R., Barker, D.H.N., Litchfield, N., Townend, J., Robinson, R., Bell, R., Wilson, K., Power, W., 2009. Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust: Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, Q100006.

Wallace, L.M.J., Beavan, J., McCaffrey, R., Darby, D. et al., 2004. Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 109, B12406, doi:10.1029/2004JB003241.

Webb, T.H., Anderson, H., 1998. Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: slip partitioning at an oblique active margin. *Geophysical Journal International* 134, 40-86.

Wiesner, M.G., Wang, Y., Zheng, L., 1995. Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines). *Geology* 23, 885-888.

Wilson, K., Berryman, K., Cochran, U., Little, T., 2007. Early Holocene paleoseismic history at the Pakarae locality, eastern North Island, New Zealand, inferred from transgressive marine sequence architecture. *Tectonics* 26, TC4013, 18pp.

Wilson, K., Berryman, K., Litchfield, N., Little, T., 2006. A revision of mid-late Holocene marine terrace distribution and chronology at the Pakarae River mouth, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 49, 477-489.

Zhao, J.X., Dowrick, D.J., McVerry, G.H. et al., 1997. Attenuation of peak ground accelerations in New Zealand earthquakes. *Bulletin of the New Zealand national society for earthquake engineering* 30, 133-158.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1 :

Morpho-tectonic settings of the northern Hikurangi Margin of New Zealand. Red dots show sediment cores used in this study. Insert shows the location of the study area on the Hikurangi Margin, the convergence of the Pacific plate (PAC) against the Australian plate (AUS), the subduction trench named the Hikurangi Trough (Hik T) and the Central Volcanic Region (CVR) where all the tephra are originated. The three sedimentary systems hosted in the Poverty, Ruatoria and Matakaoa re-entrants are located, as well as the three main rivers and catchments which deliver the majority of the sediments. The present day average sediment delivery is indicated (after Hicks and Shankar et al., 2003). Locations where coastal paleo-earthquake evidences are reported are shown in (A) Pakarae river mouth, (B) Mahia Peninsula, and (C) northern Hawke Bay (see text for details). Principal active fault earthquake sources are plotted in bold; number refers to Table 1. The red dashed line along the coastline delineate the boundary between coseismic uplift (or subsidence) to the East and aseismic and gradual uplift to the West (after Clark et al., 2010).

Figure 2 :

Detailed locations and bathymetry of the three re-entrants studied in this paper. Isobath lines in the three zoom are every 500 m. Yellow dashed line delineate the source area of the turbidite described in the sediment cores. 1- The Matakaoa Turbidite System is the principal sedimentary system of the Matakaoa re-entrant (Joanne et al., 2010). Cores have been collected in the turbidite plain on levee and into the channel, and in the deep-sea fan. 2 – The Ruatoria re-entrant comprise three morphological zone, each sampled by sediment cores: the upper slope with active channel fed by the upper slope gullies (Pouderoux et al., in press), the Ruatoria Debris Avalanche which constitute a topographic high in which core MD06-3009 has been collected, and the Hikurangi Trough. 3 – The Poverty re-entrant is restricted to the Paritu mid-slope system constituted by a gullied upper slope, the Paritu Trough where lies the

recent Poverty Debris Avalanche, and the Lower Paritu Basin. The Poverty Canyon System is inactive during the Holocene and not studied here.

Figure 3 :

Sedimentological characteristics of the main lithotypes: hemipelagite, turbidites and tephra. (A) Presentation of the lithotypes with high resolution pictures, X radiography, and grain size. Insert show the grain size distribution variations between hemipelagite and turbidite tail. (B) Compositional analysis of the sand fraction of hemipelagite and turbidite tail, n is the number of samples. The plot the average frequency of each component; volcanoclastic debris, quartz, rock fragments, micas, pelagic organisms (foraminifers, diatoms, radiolaria) and benthic foraminifers. (C) Carbon content of hemipelagites and turbidite tails from Late Holocene samples (0-7 kyr) of core MD06-3003 (modified after Pouderoux et al., submitted).

Figure 4 :

A) Average petrophysical of hemipelagites and B) turbidites from the nine sampled cores. C) Plots showing the petrophysical properties vs the depth of the cores, illustrating the individual differences between hemipelagites (red diamonds) and turbidites (black diamonds) as well as the general trend depending on core depth (dashed lines). D) Petrophysical characterisation of turbidites. The interpretation of the sediment based on visual description (photo), internal structures (X Ray) and grain size (sand, silt and clay percentage) is also discernable in the Geotek petrophysical properties (the gamma density, magnetic susceptibility and the P-wave velocity). Note that peaks in the grain size correspond to peaks in the Geotek, and that the fining up trend of the turbidites are also visible in the Geotek.

Figure 5 :

Faunistic analysis of the turbidite basal sand on the three re-entrants, n is the number of samples. Benthic foraminifers are grouped in four associations based on their living depth.

Figure 6 :

Example of the oxcal age model from a giant piston core (MD06-3009) and two short piston cores (Tan0810-2 and -6), showing the sedimentation rate of the hemipelagite through time. The k parameter is deduced from the regularity of the sedimentation rate. All ages are plotted with their 2σ age range.

Figure 7 :

Turbidite correlation between cores from the Ruatoria re-entrant collected in the upper slope, onto the Ruatoria Debris Avalanche and in the Hikurangi Trough. Dashed line are tephra time markers. Basin events named are labelled Rx. The c. 6 kyr boundary (thin black line) is the average basal boundary of short cores. Stars on isolated events (light yellow) show events correlated to the Poverty re-entrants and indicated unrecognised basin events (see text for details). Turbidite facies (number at the left of the logs) are detailed in Table 3.

Figure 8 :

Turbidite correlation between cores from the Matakaoa Turbidite System collected in the turbidite plain and in the fan. Cores are arranged upstream to downstream from left to right; key in figure 6.

Figure 9 :

Turbidite correlation between cores from the Poverty re-entrant, collected in the Paritu Trough and in the Lower Paritu Basin; key in figure 6.

Figure 10 :

Example of margin-scale correlation of turbidites, including one core from Poverty, two from Ruatoria and two from Matakaoare-entrant. Each basin are apart from c. 100 km. Turbidites are highlighted by the basic log of the core, the facies (umber from 1 to 5) and Geotek petrophysical properties (density and magnetic suceptibility). See key in figure 6. Hikurangi events are labelled Hx.

Figure 11 :

(A) Temporal correlation between Hikurangi events and onland evidences of paleo-earthquakes from the Pakarae river mouth (A; Wilson et al., 2006; 2007), Mahia Peninsula (B; Berryman et al., prep), and northern Hawke Bay (C; Cochran et al., 2006), and paleo-tsunamis identified along East North Island of New Zealand (Goff and Dominey, 2009). Purple shape correspond to the age range of correlated H events (framed in red). (B) Map of the northern Hikurangi showing the implant of upper plate active faults (depth in grey frame after Stirling et al., 2011) and the plate interface (dashed lines after Ansell and Bannister, 1996). Locations of onland paleo-earthquake evidences are highlighted in yellow.

Figure 12 :

Isomagnitude maps generated from empirical relationship of Cousins et al. (1999), labelled Eq. (1) for upper plate earthquakes (A, B) and interplate earthquakes (C, D), and relationship of Si and Midoriwaka (1999), labelled Eq. (2) for all type of earthquakes (E, F). Each map, is plotted on the background shown in Figure 1 and defines the area in which an earthquake of a given magnitude have to shake to trigger synchronous slope failures in the source areas of the turbidites (light yellow) in the two Poverty and Ruatoria re-entrants (A, C, F) and in all re-entrants (B, D, F). Three values of the PGA are used here : $PGA=0.08\text{ g}$ (A1, B1, C1, D1, E1, F1), $PGA=0.1\text{ g}$ (A2, B2, C2, D2, E2, F2), and $PGA=0.15\text{ g}$ (A3, B3, C3, D3, E3, F3). In each map, the isomagnitude $M_w 7.5$ is shown as an example of the methodology used to define the $M_w 7.5$ area. Each isomagnitude width reports to Table 7. Hypocentres of the main faults located between the Poverty and Ruatoria re-entrants are plotted in blue hexagons. Active fault earthquake source able to generate M_w according to isomagnitudes are shown in bold red and summarized in Table 8. G) Idealized example showing map view and cross section of isomagnitudes. Fault 1 which trigger $M_w 7$ earthquakes, characterised by its epicentre (e1), is considered as an earthquake source since its hypocenter (h1) corresponds to the isomagnitude envelop. Fault 2, even if its epicentre (e2) corresponds to isomagnitudes in map view, is not considered as an earthquake source since its hypocenter does not cross correlated with the 3D envelop of isomagnitudes.

Figure 13 :

Recurrence intervals plots of large paleo-earthquakes deduced from Hikurangi events. (A) Recurrence intervals of $M_w > 7.5$ earthquakes deduced from large H events, recognised in all the three basins and on topographic highs (in core MD06-3009). The plot in divided in active periods (light yellow) during which recurrence is high (average plotted in heavy dashed lines and noted in italic, duration noted in bold at the right), and in quiescence periods (light blue) during which recurrence is larger. Each dot represent an H event, labelled Hx. (B) Recurrence intervals of $M_w > 7.2$ earthquakes from all H events identified over the last c. 16.5 kyr (grey line). Each dot correspond to the age of the event vs the time span since the last one. The recurrence intervals of large to great earthquake $M_w > 7.5$ is also indicate in dashed blue line.

Figure 14 :

Frequency diagrams for the two type of earthquake record: (A) large to great earthquakes $M_w > 7.5$, and (B) large earthquakes $M_w > 7.2$. Histograms (grey bars) show the frequency of recurrence interval within each bin of 100 years, with their staticitcal distribution estimated for each centile (black line). The maximum of each plot is noted in white for histograms and in black for the statistical distribution (cross).

TABLES

Table 1 :

Active fault earthquake sources (modifier after Power et al., 2011 for n°1, and Stirling et al., 2011 for others).

Table 2 :

Location and characteristics of sediment cores used in this study (Pouderoux et al., in press). T: gravity flow deposits (turbidites); H: hemipelagites; ST: Stacked turbidites; IT: Isolated Turbidites. *: full recovered length; when core deformation is too high, the used core length is given between brackets; ** total number of turbidite layers identified in the core.

Table 3 :

Lithotype characteristics after Pouderoux et al. (in press).

Table 4 :

Tephra stratigraphic position, core depth and its corresponding hemipelagite cumulated thickness, identification, and calibrated ages after Lowe et al. (2008) (Pouderoux et al., in press).

Table 5 :

Radiocarbon ^{14}C ages from mixed planktonic foraminifers (Pouderoux et al., in press).

Table 6 :

Hikurangi events

Table 7 :

Minimum distance R from an earthquake hypocenter for M_w 6 to 8.5, calculated from empirical relationships.

Table 8 :

Potential fault earthquake sources deduced from isomagnitude maps (Figure 10), for the three critical PGA values, and the two type of H events.

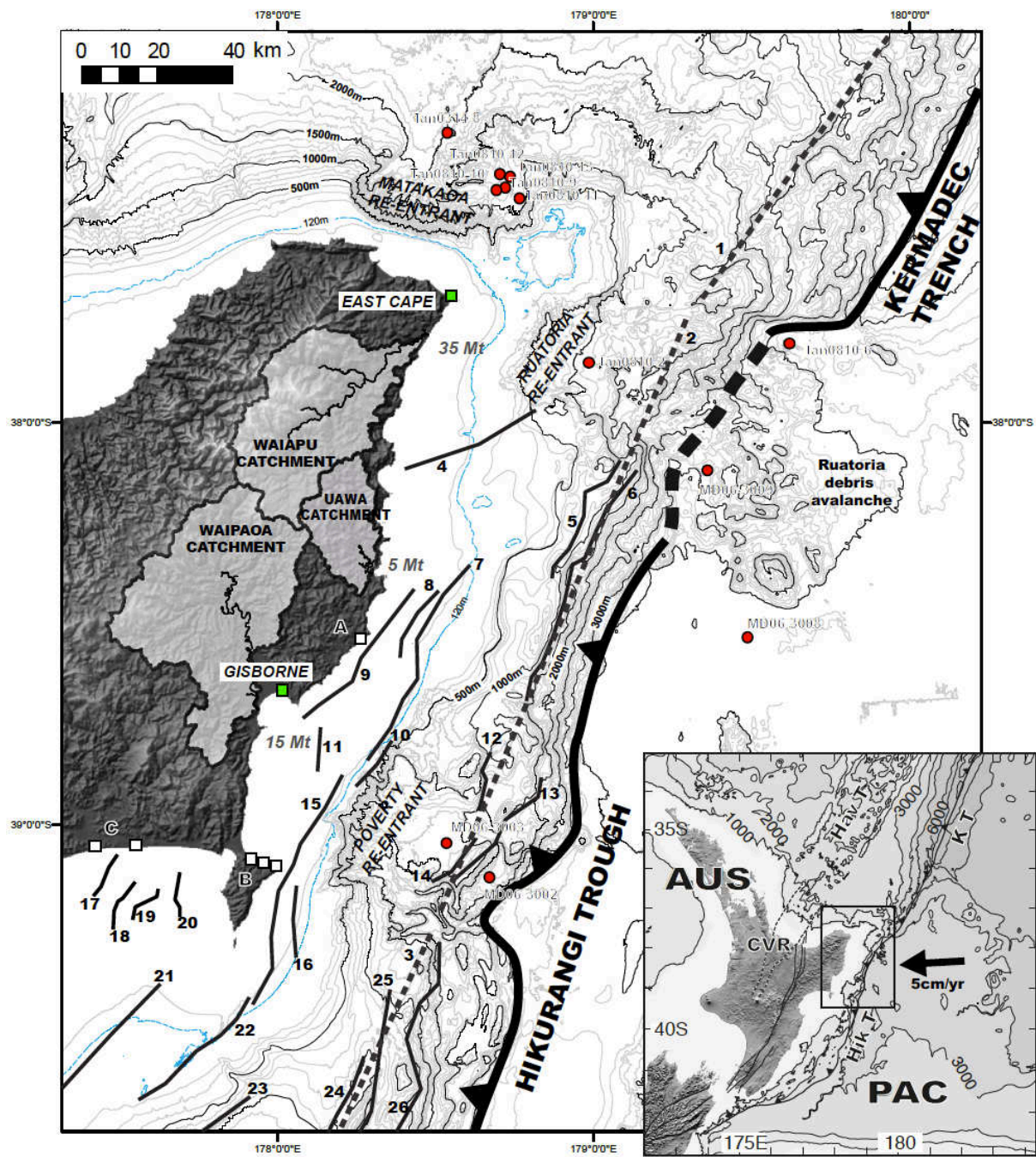


Figure 1.

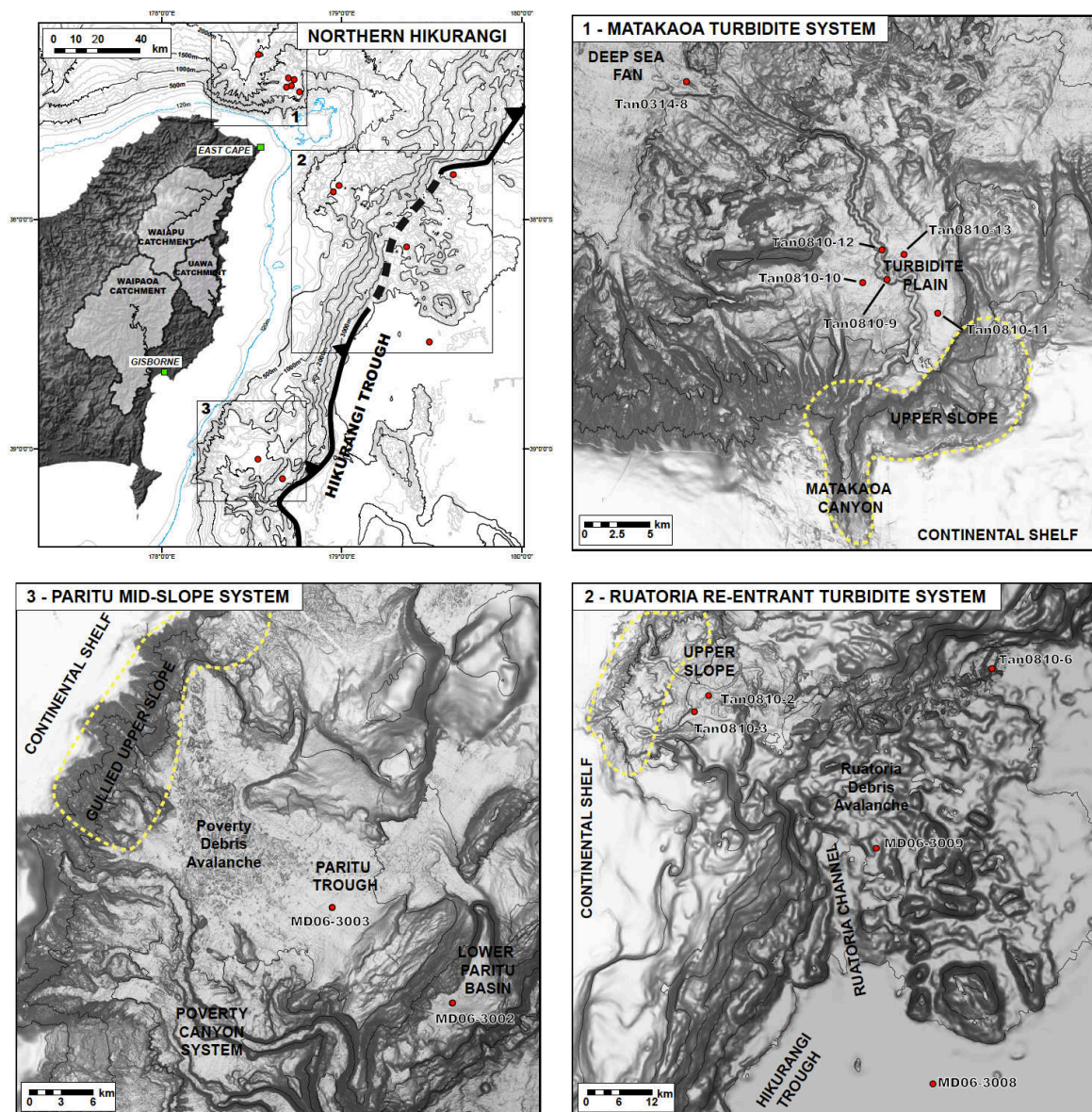


Figure 2.

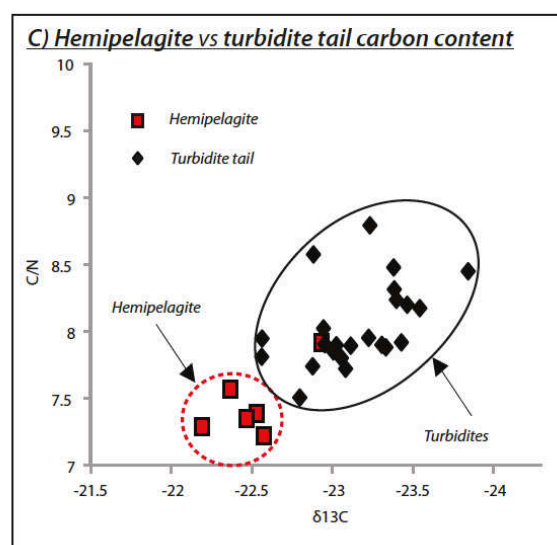
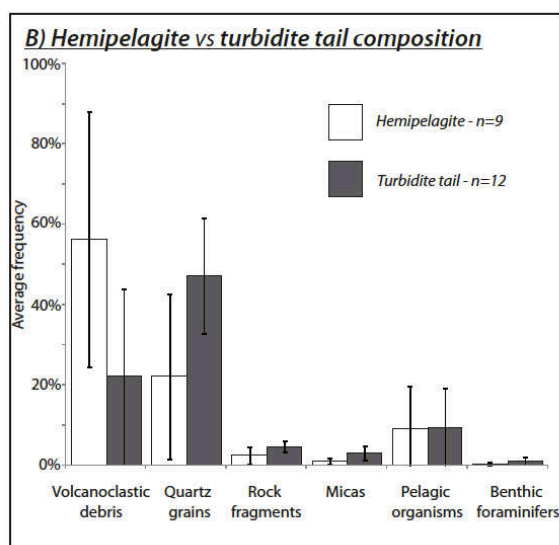
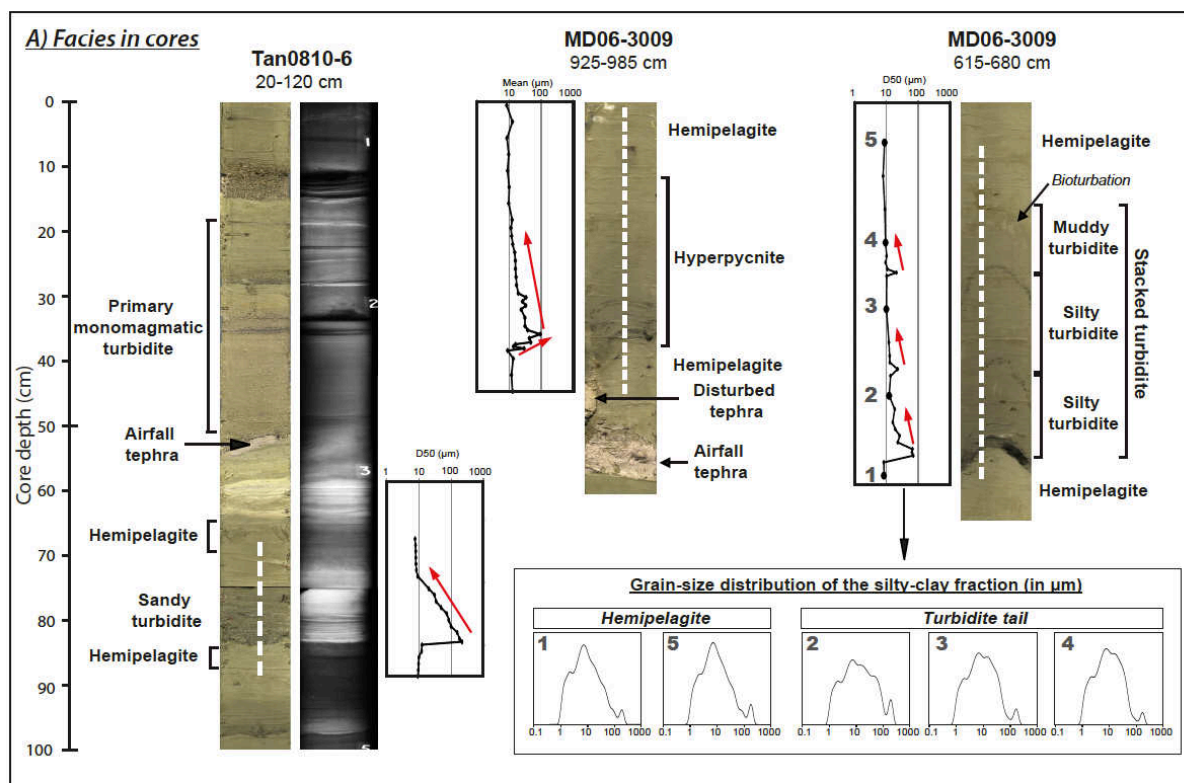


Figure 3.

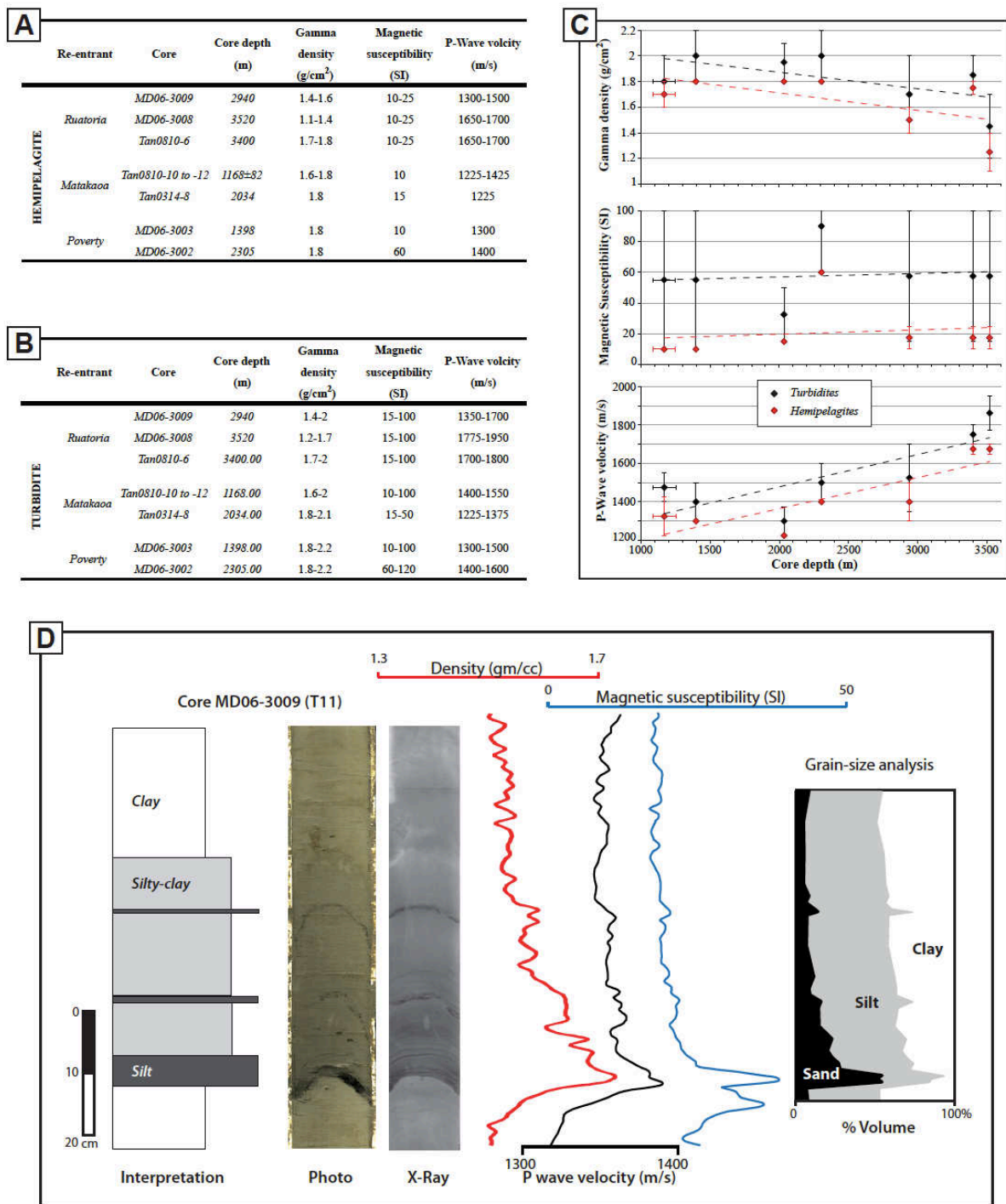


Figure 4.

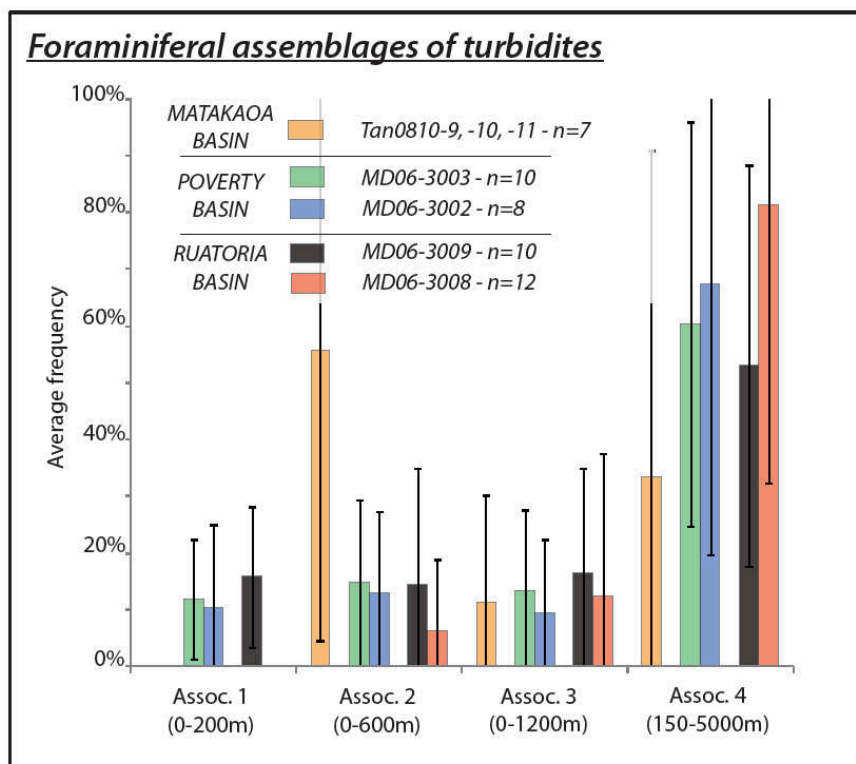


Figure 5.

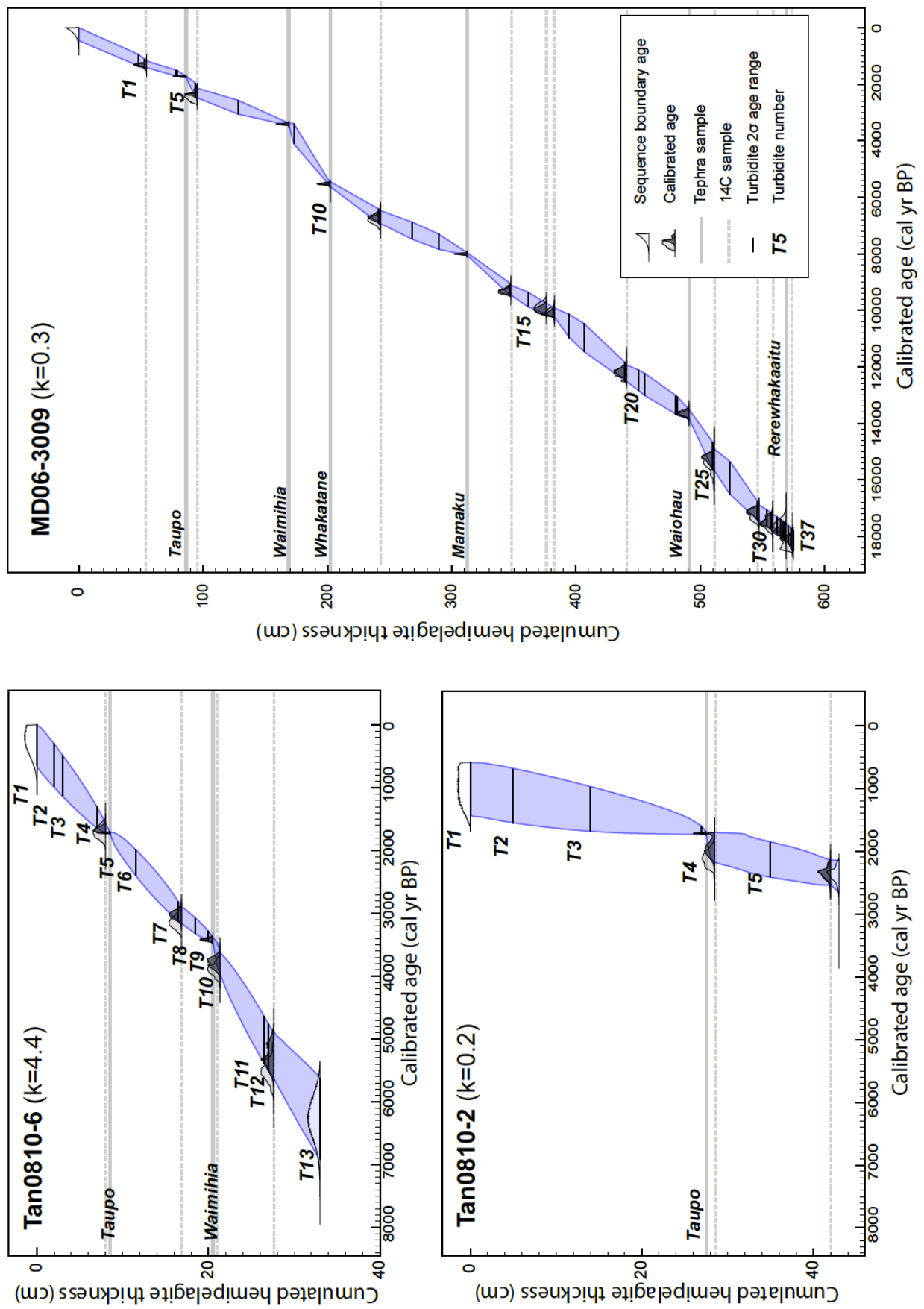


Figure 6.

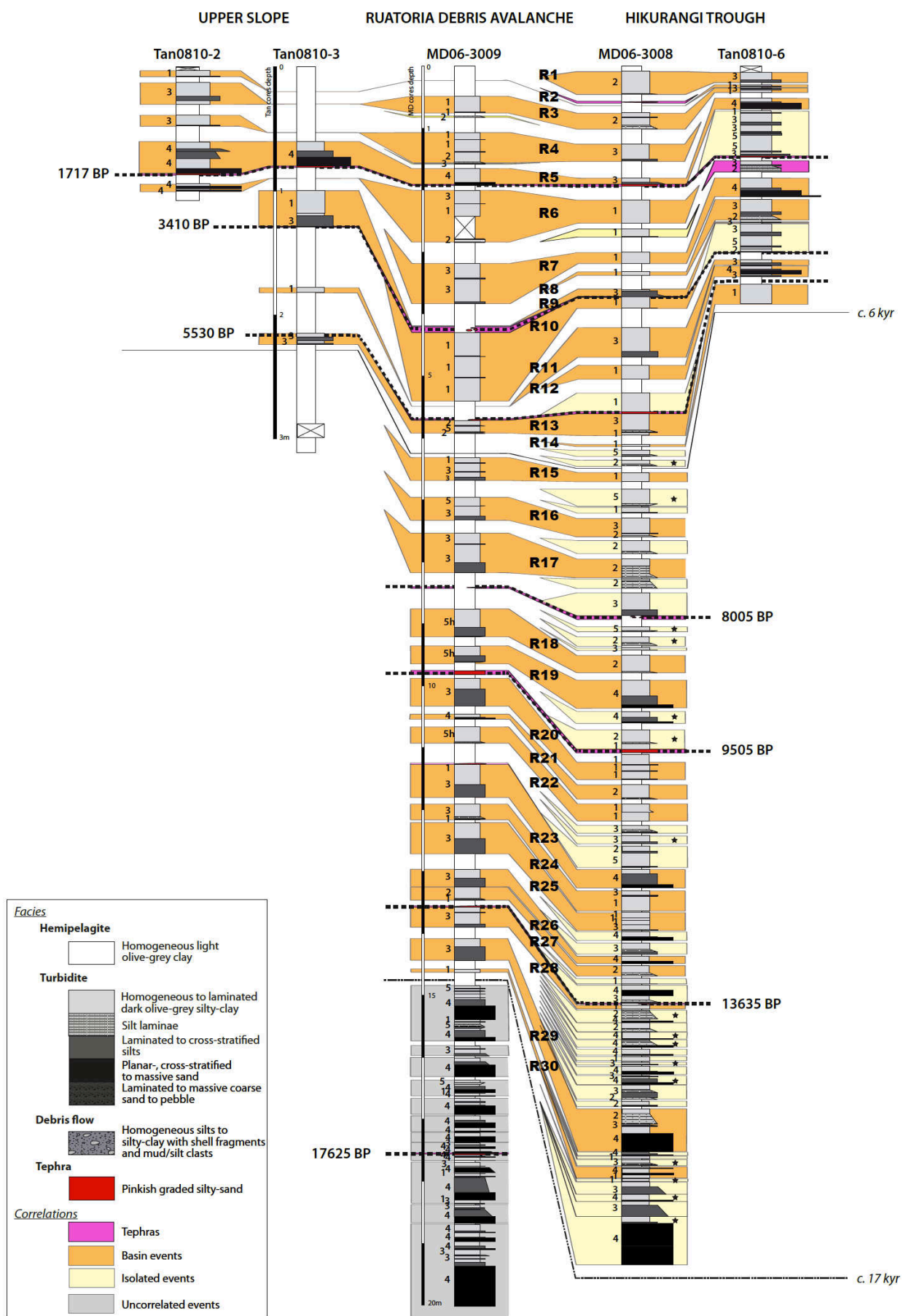


Figure 7.

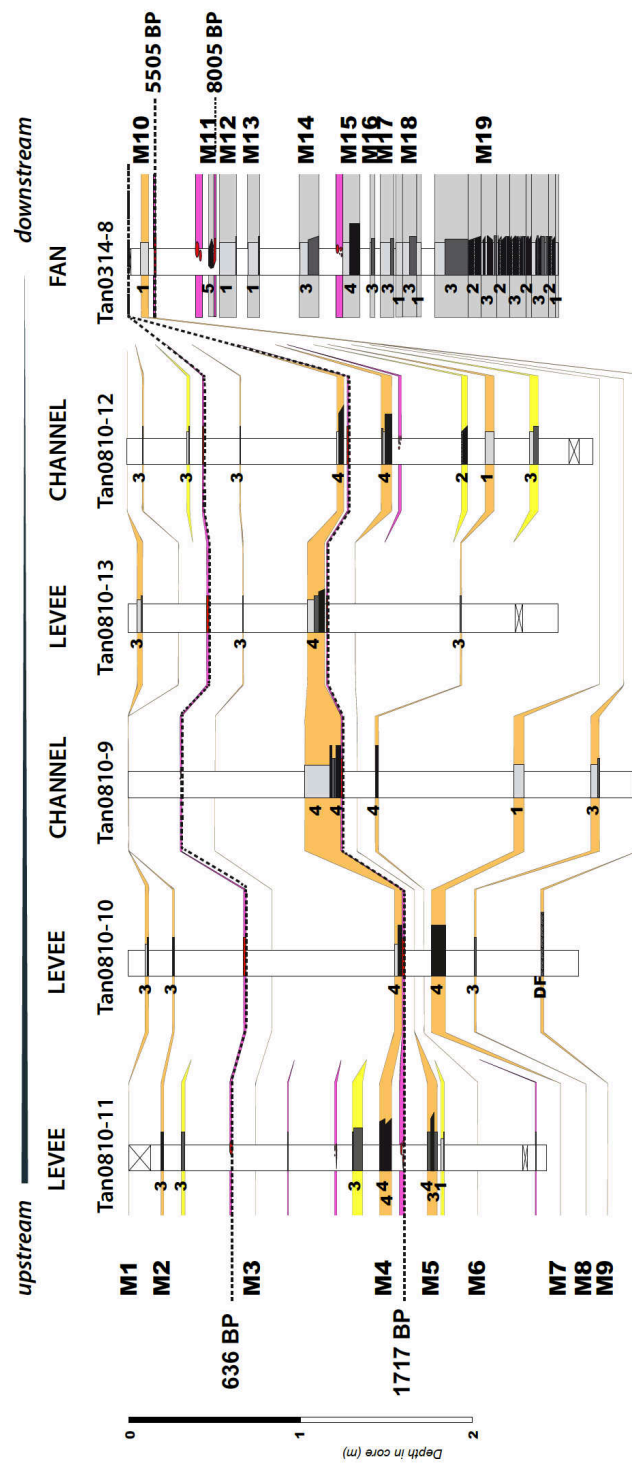


Figure 8.

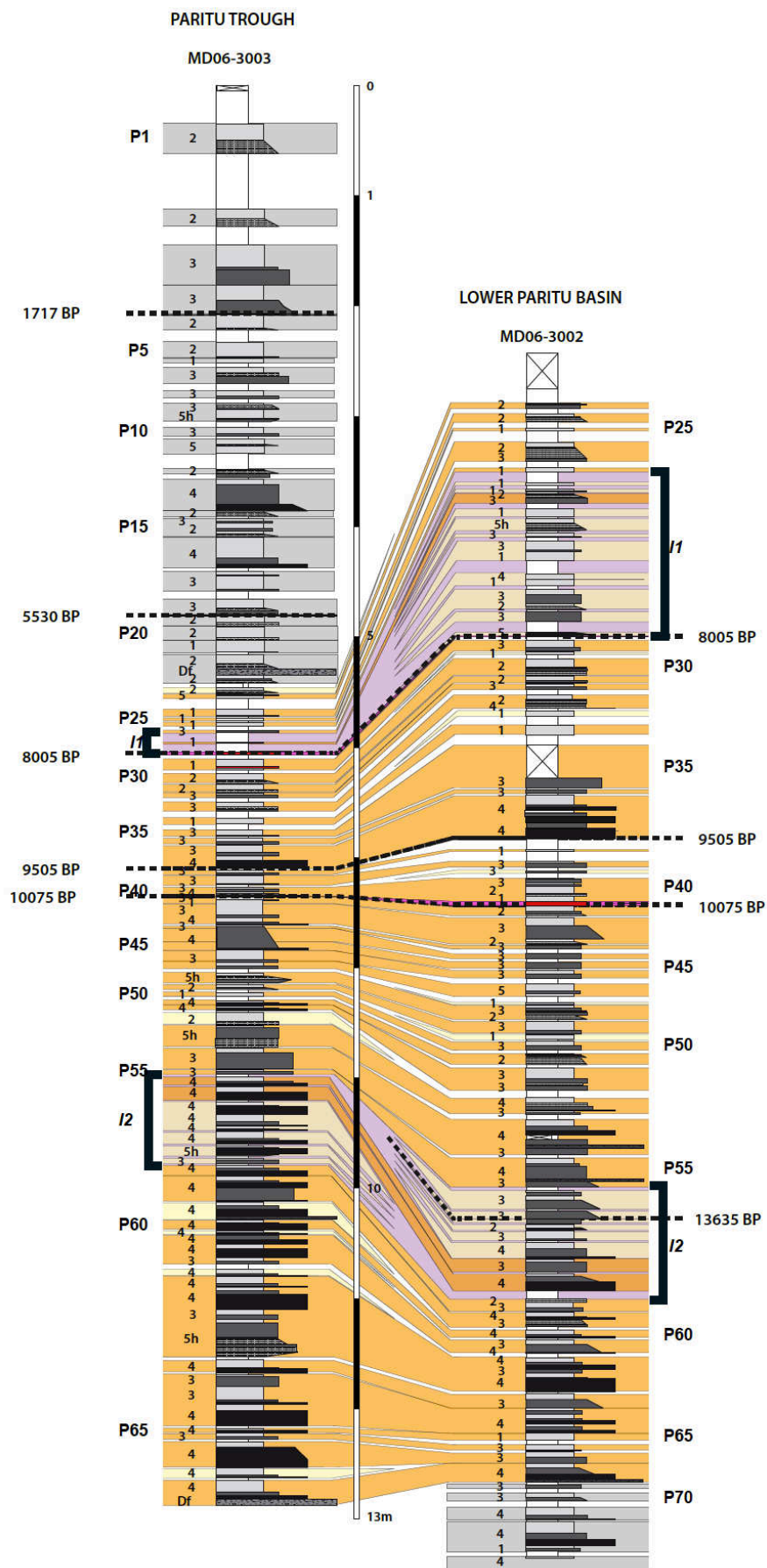


Figure 9.

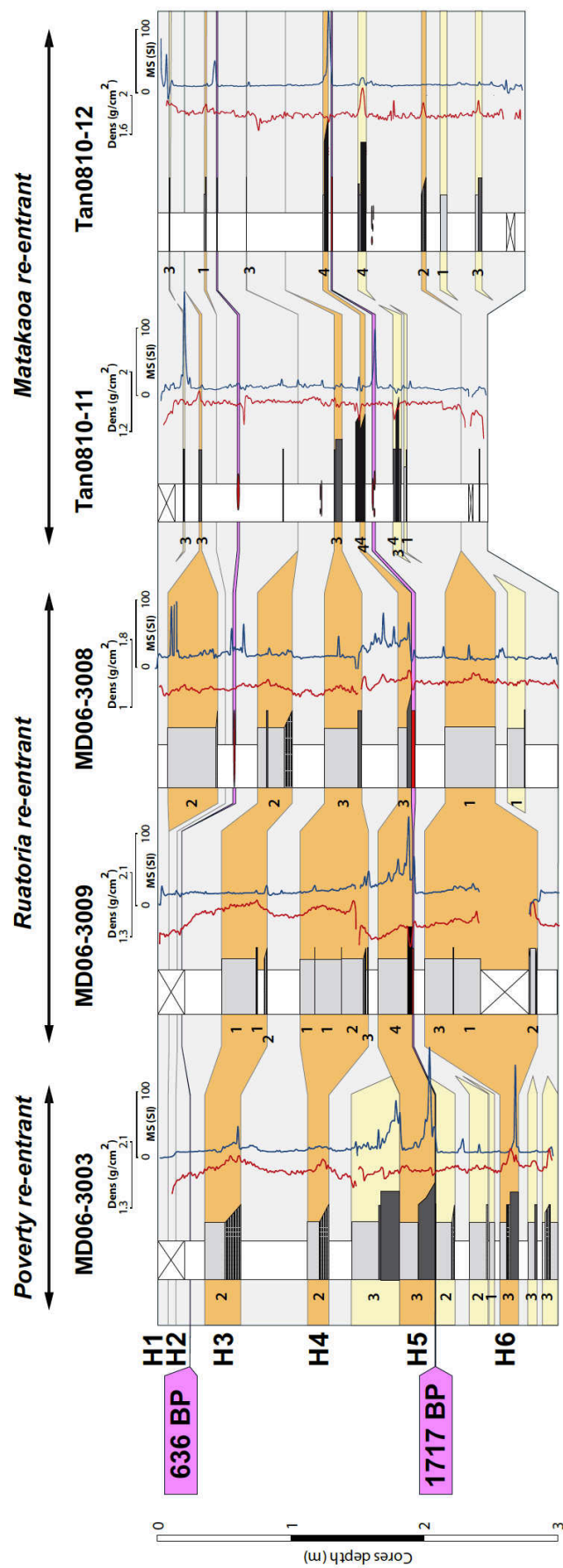


Figure 10.

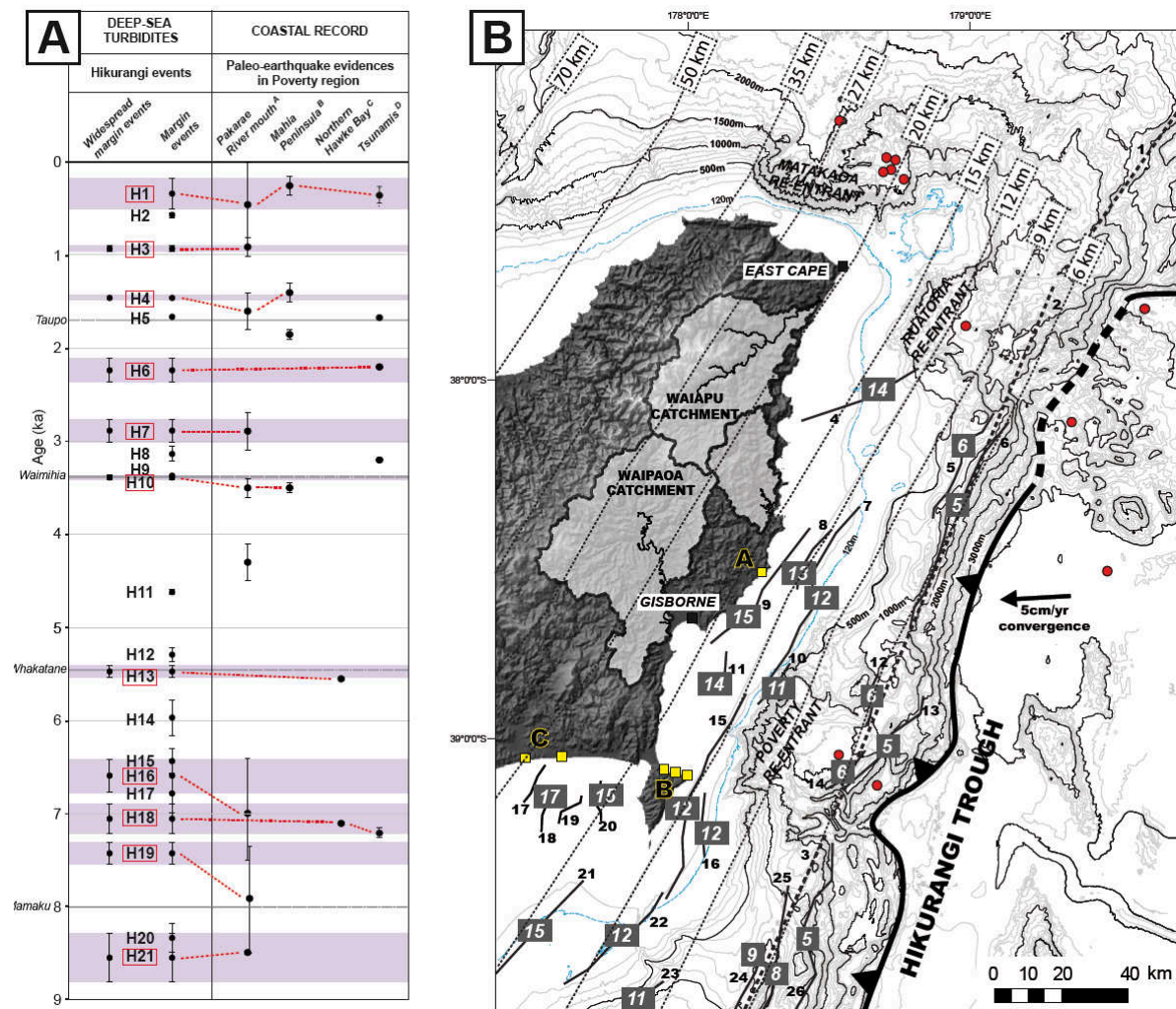


Figure 11.

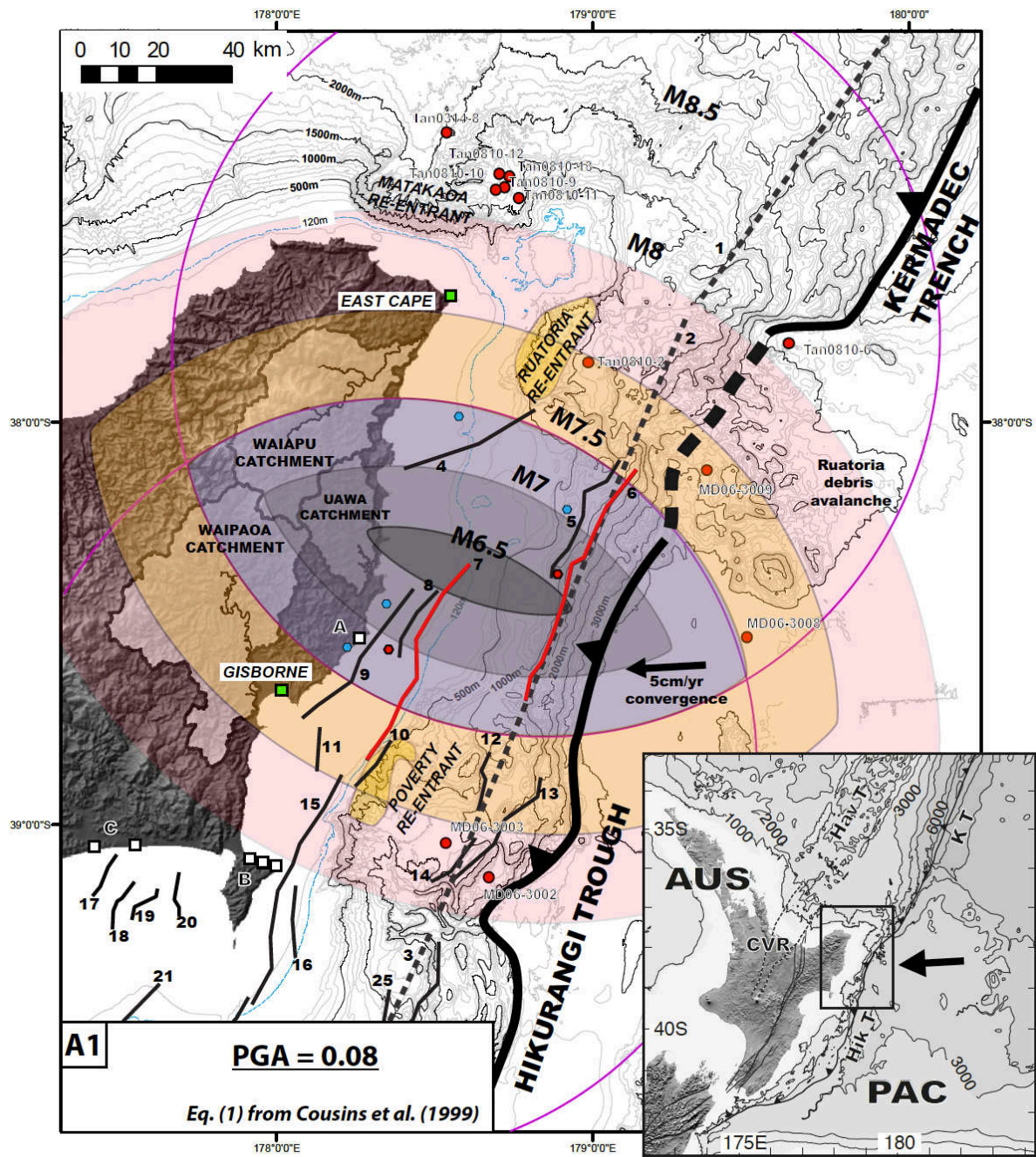


Figure 12-A1.

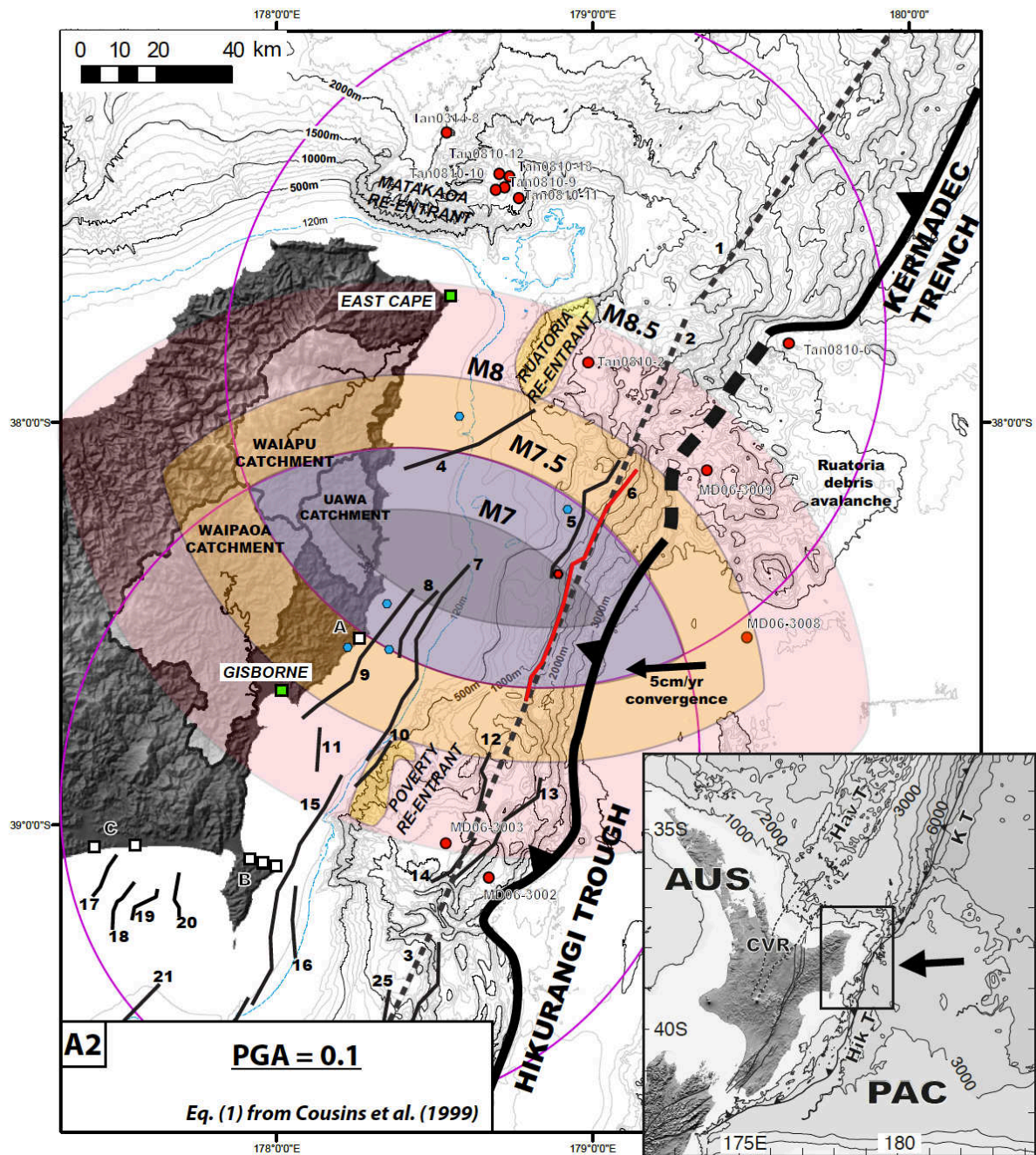


Figure 12-A2.

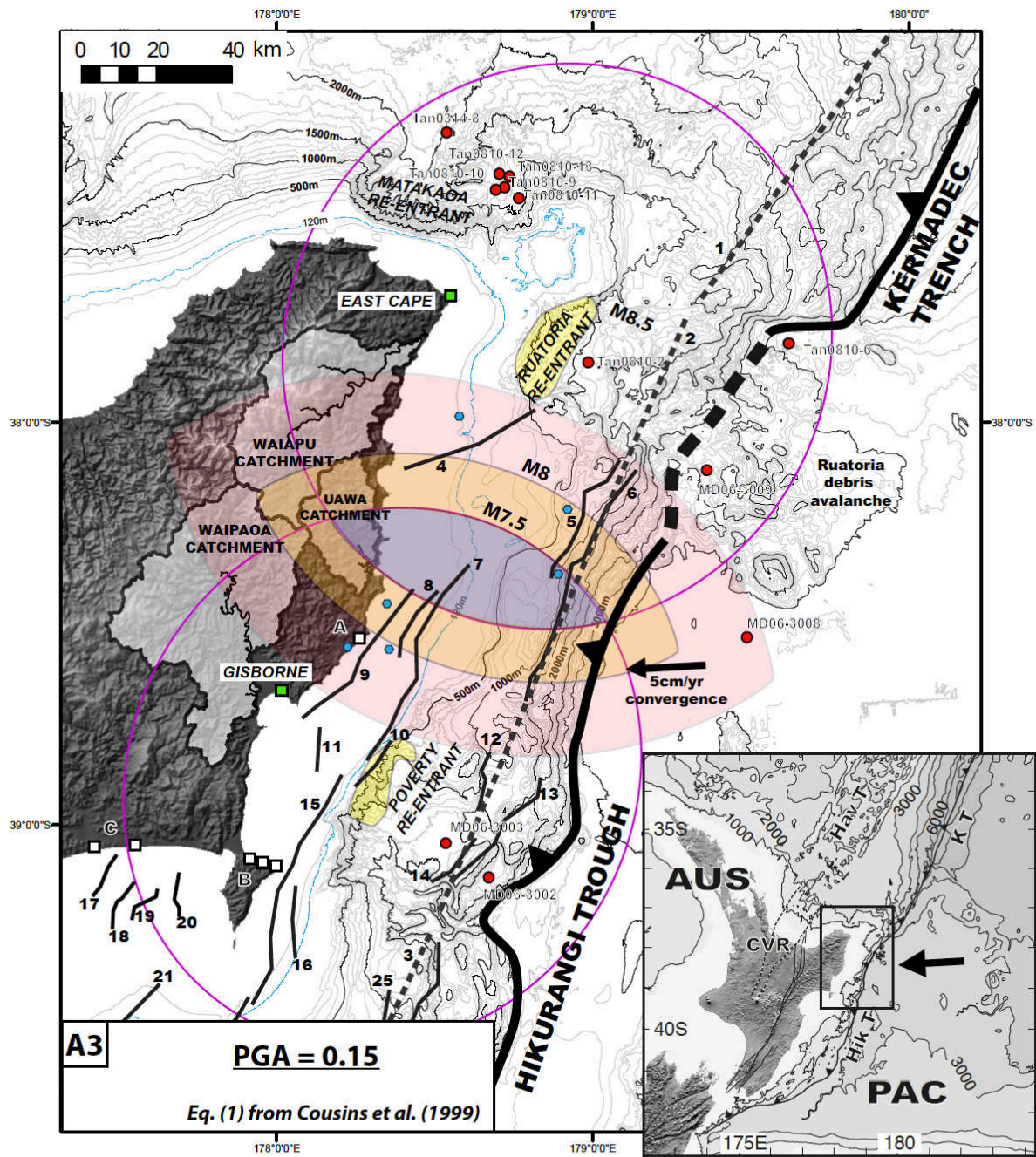


Figure 12-A3.

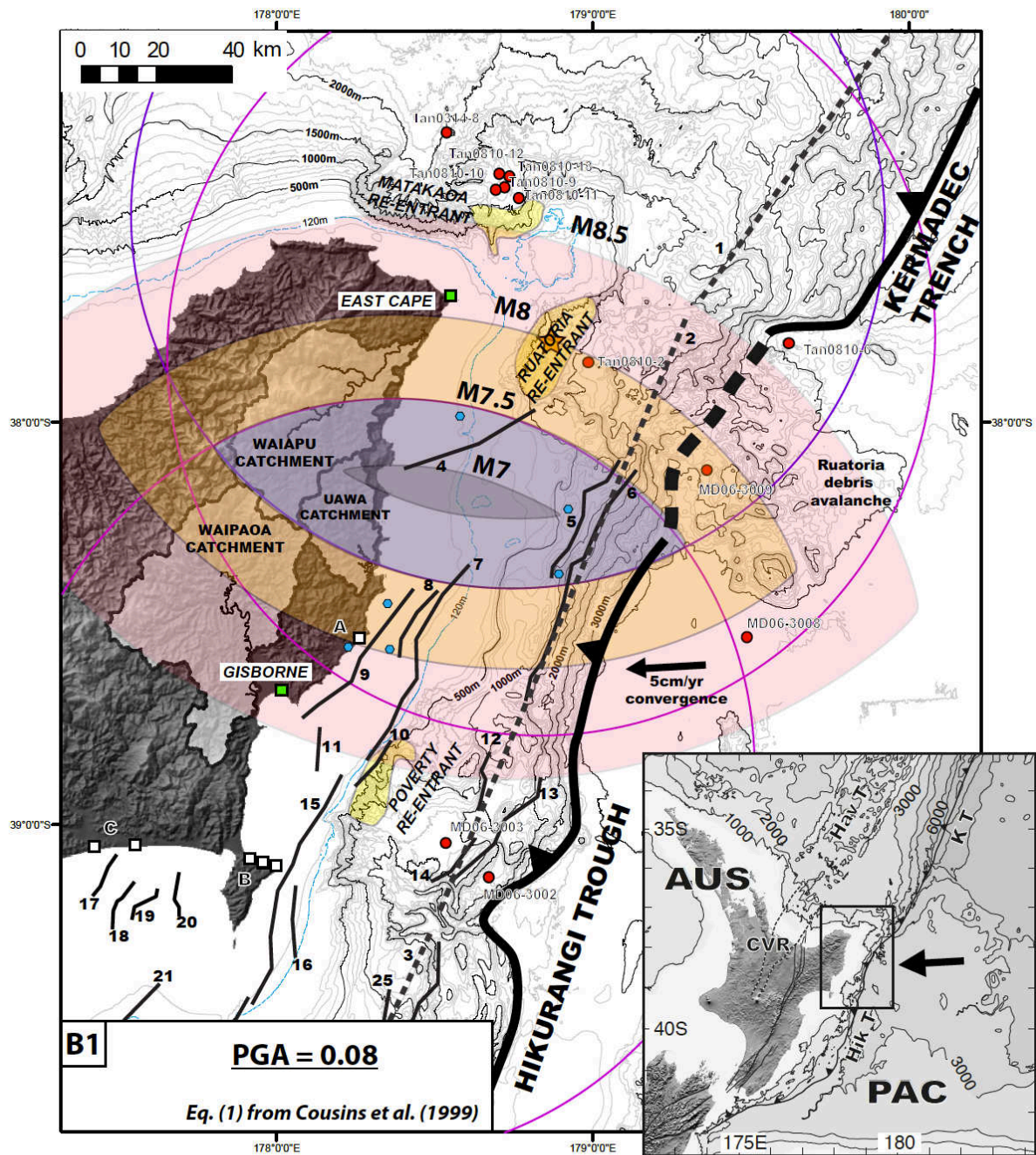


Figure 12-B1.

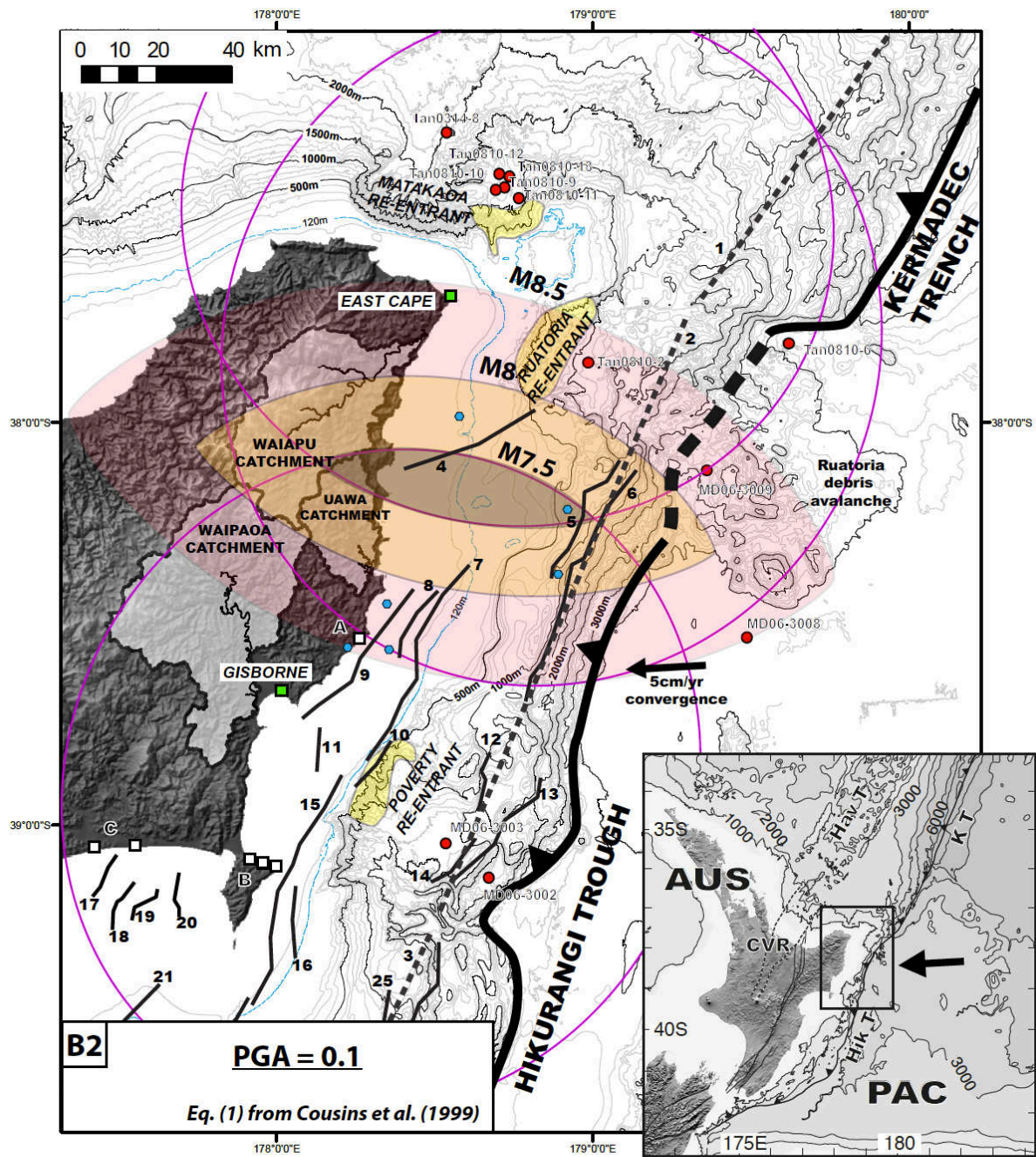


Figure 12-B2.

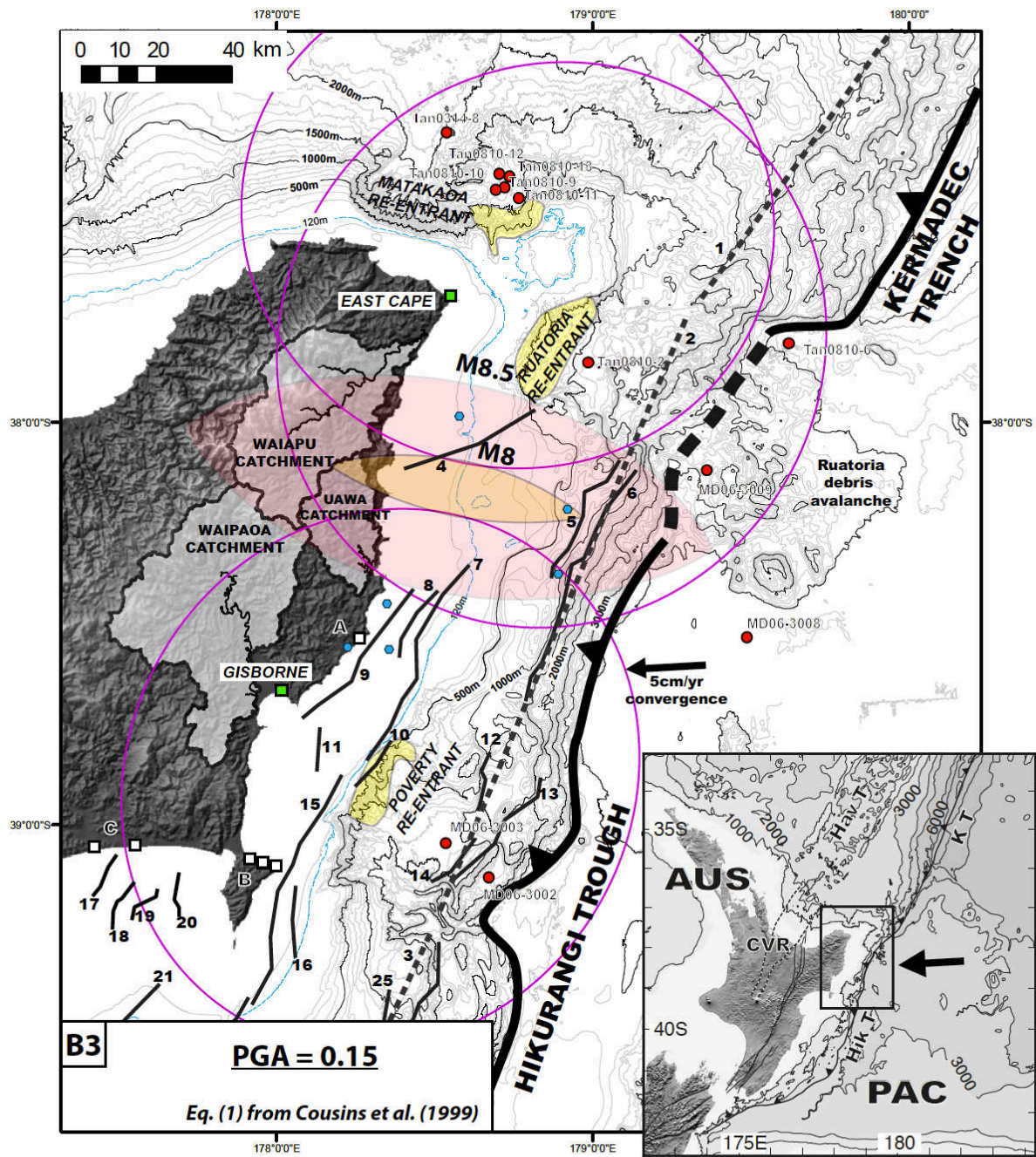


Figure 12-B3.

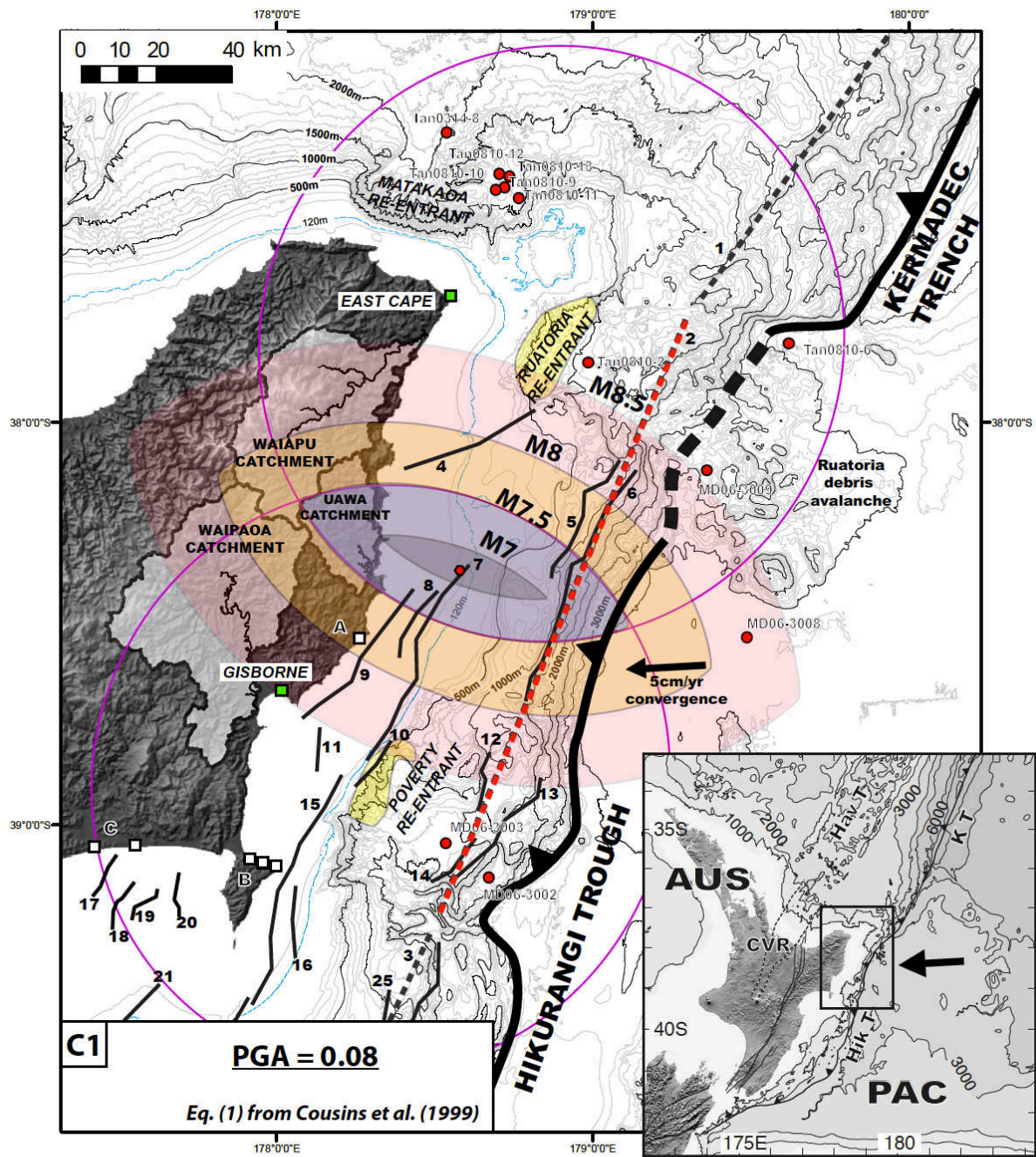


Figure 12-C1.

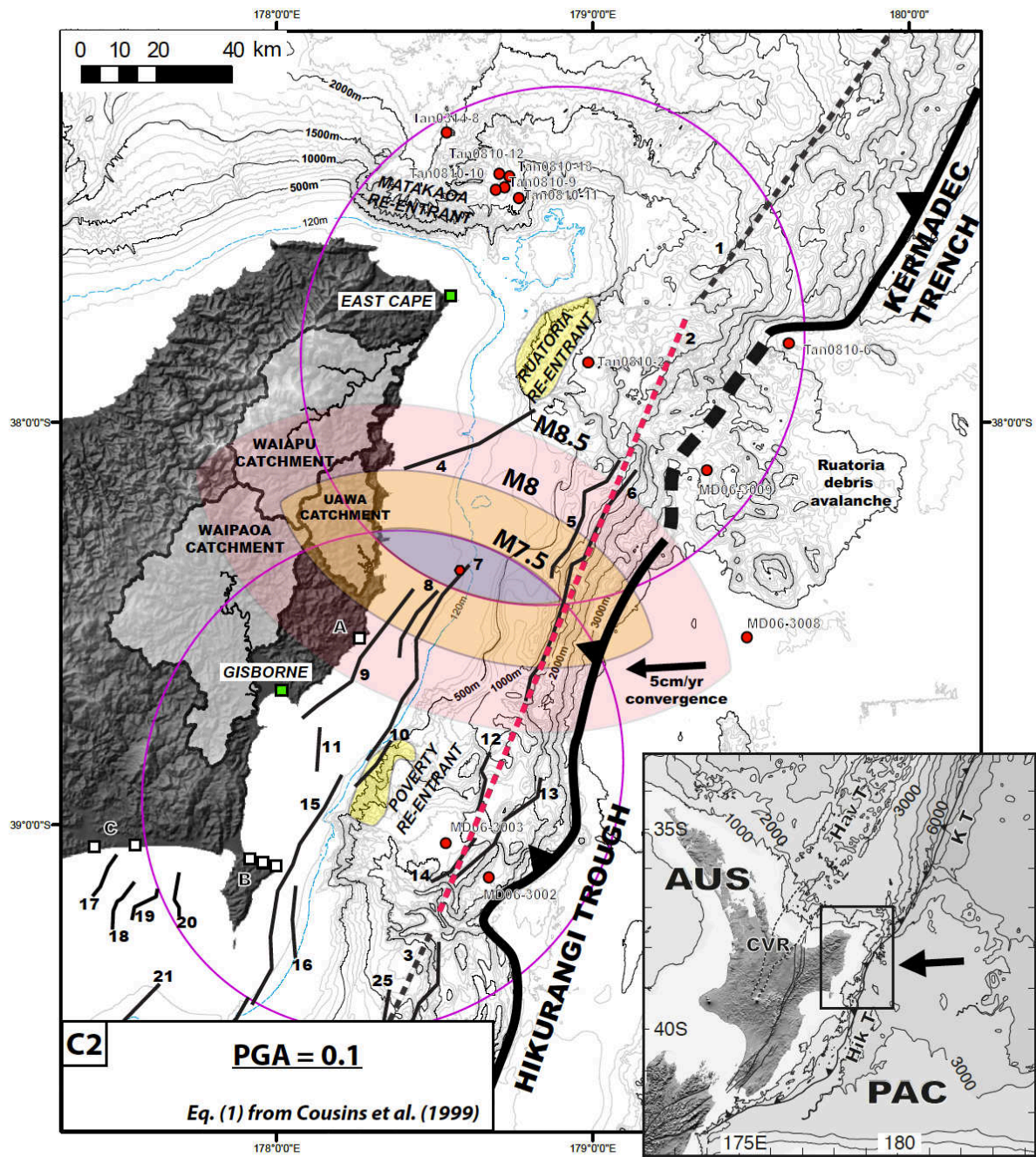


Figure 12-C2.

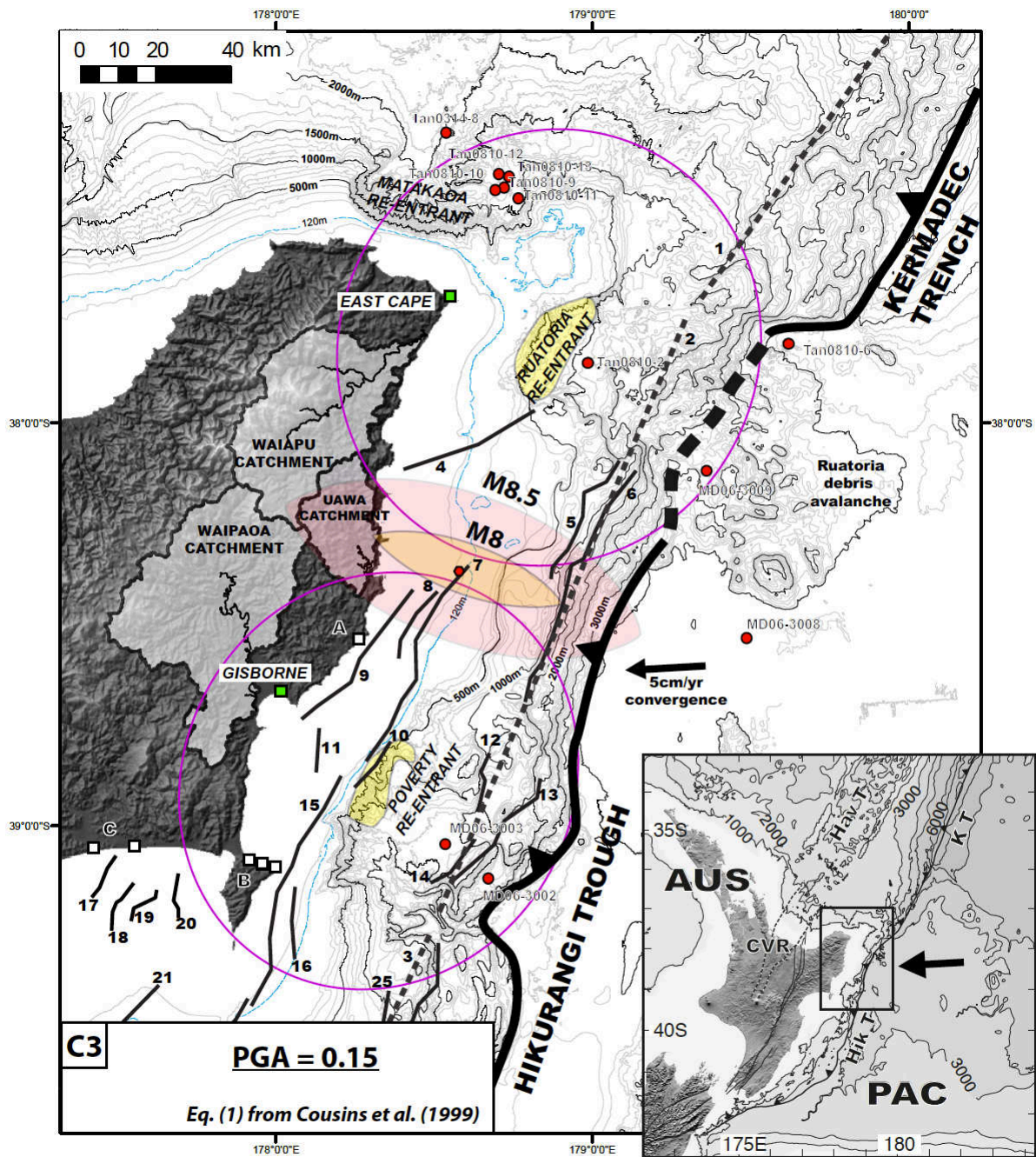


Figure 12-C3.

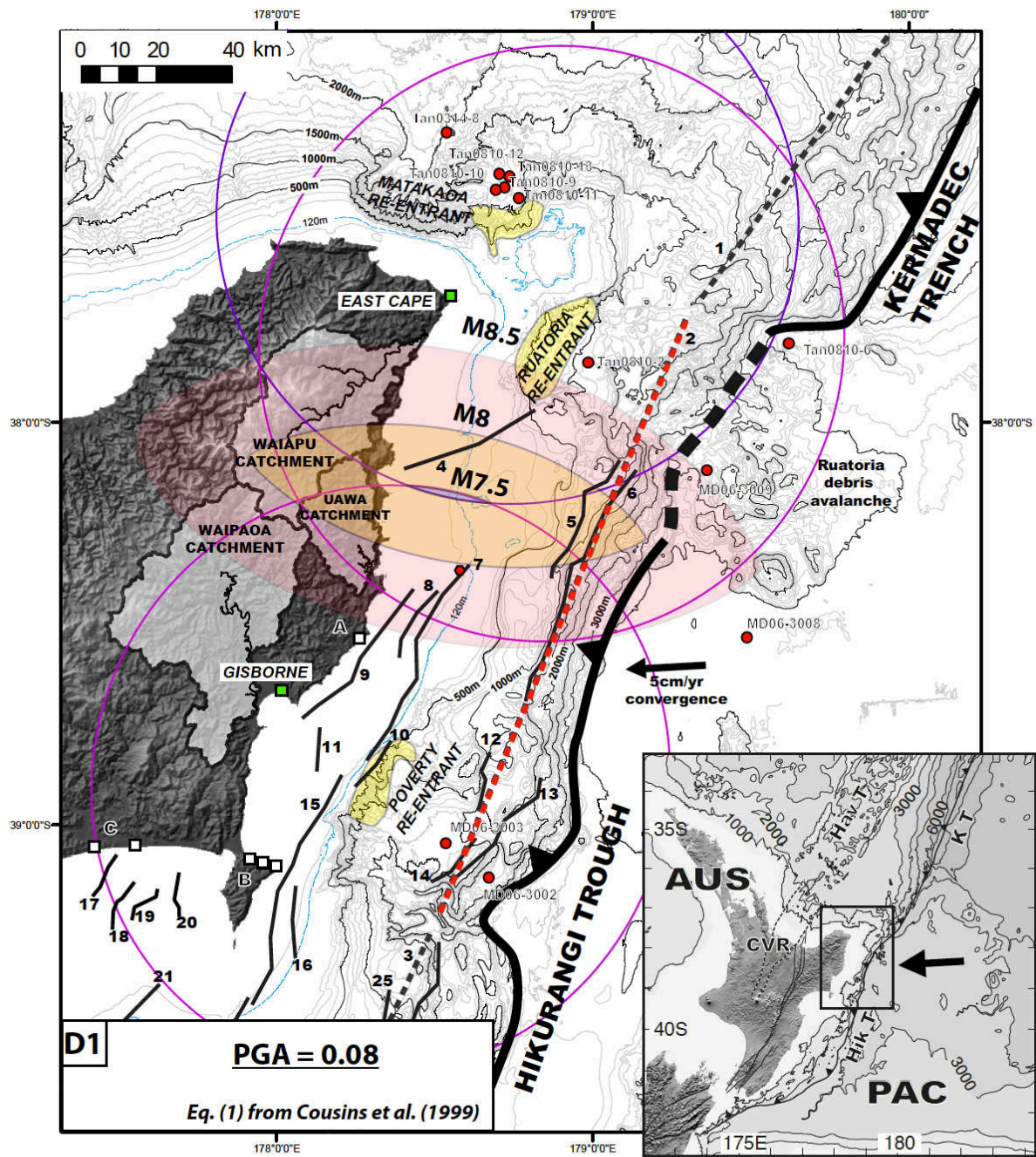


Figure 12-D1.

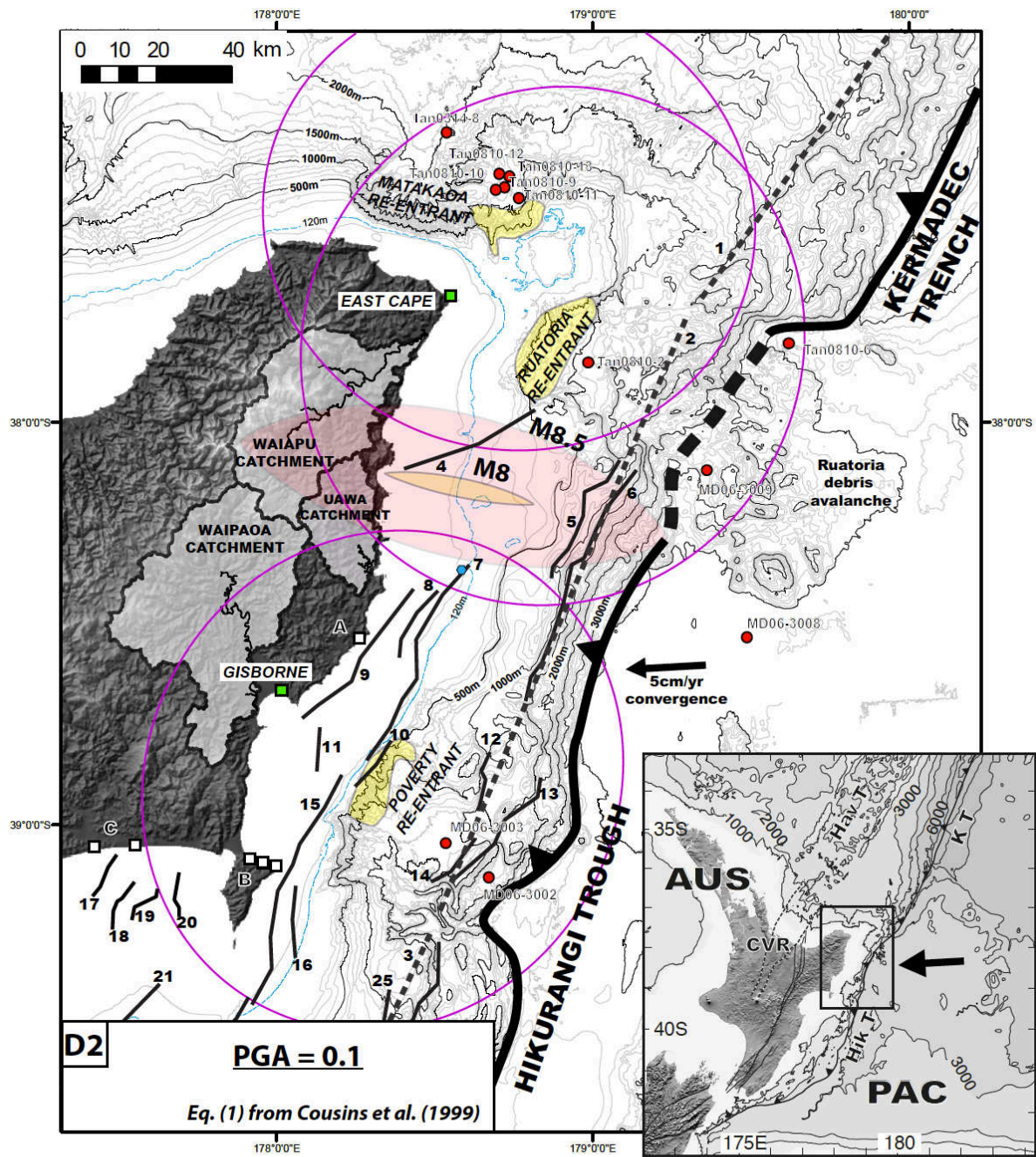


Figure 12-D2.

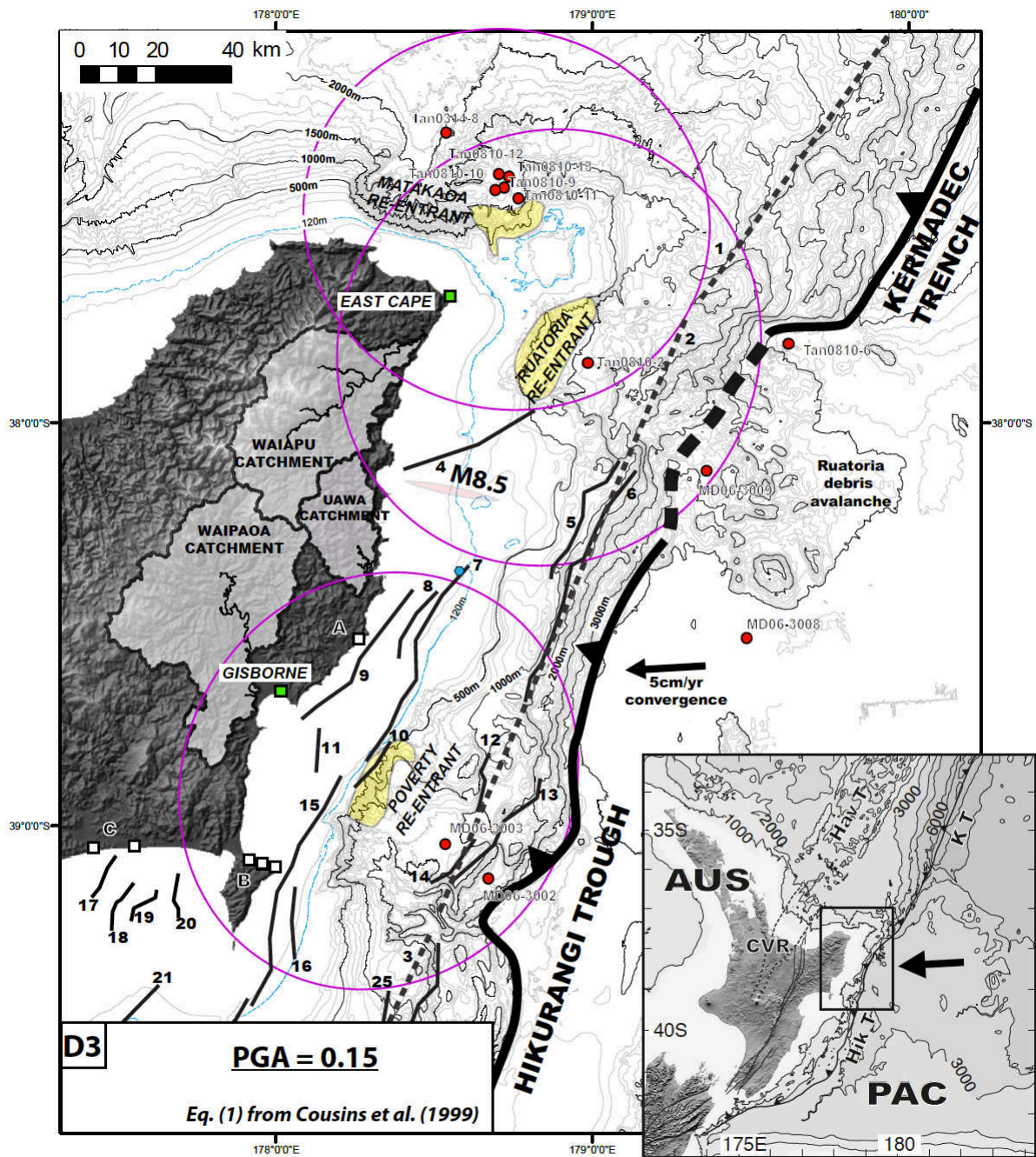


Figure 12-D3.

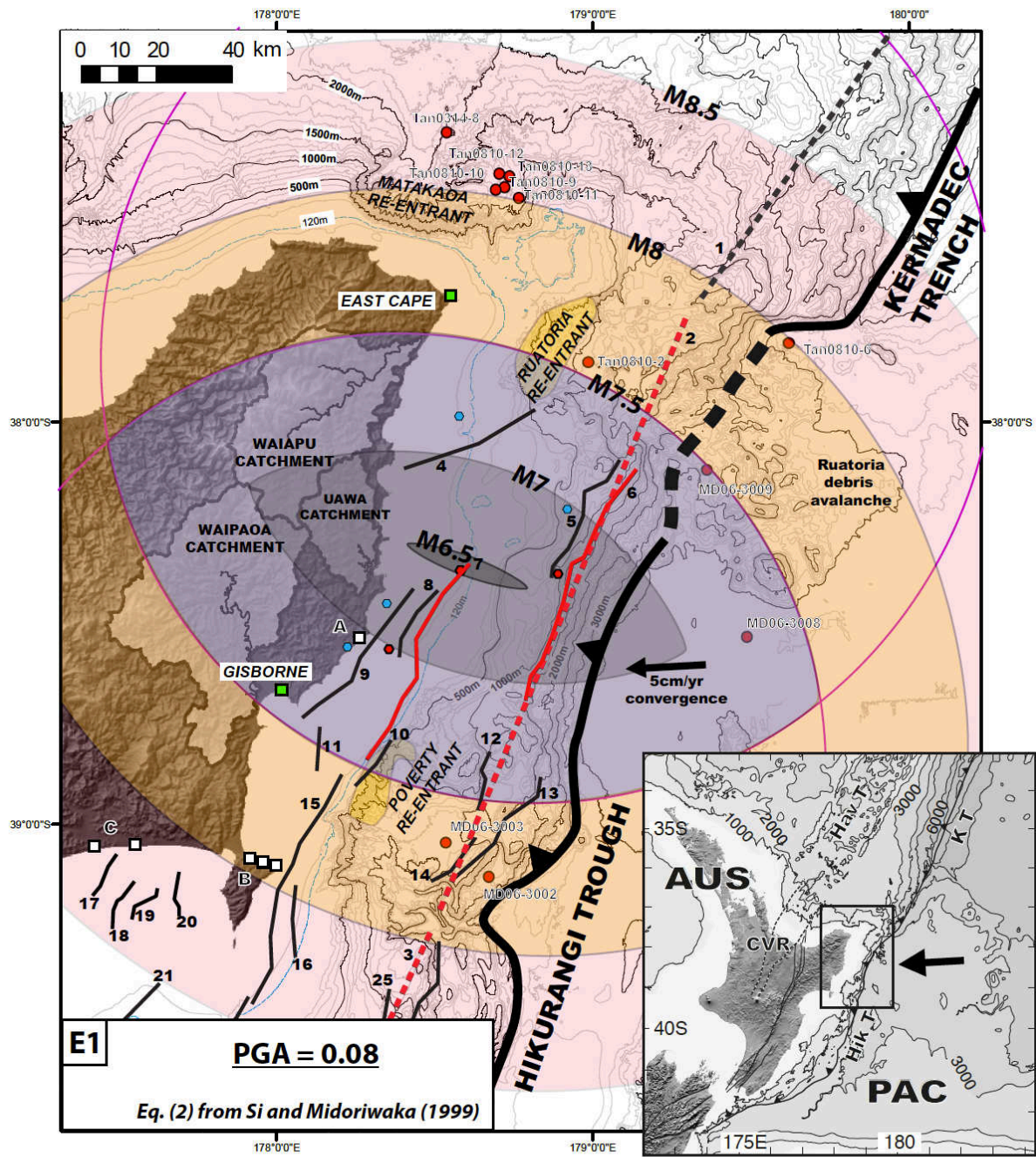


Figure 12-E1.

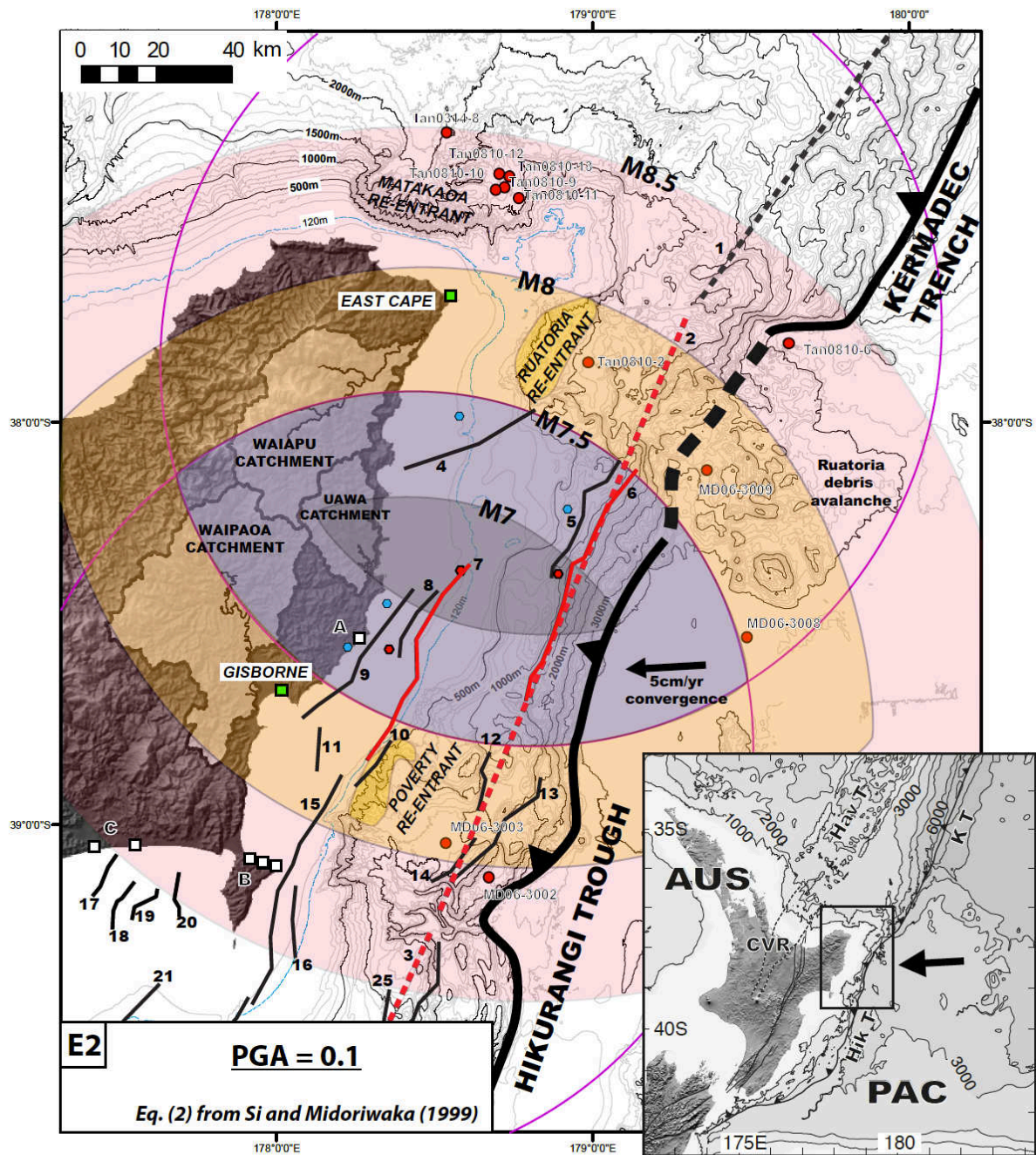


Figure 12-E2.

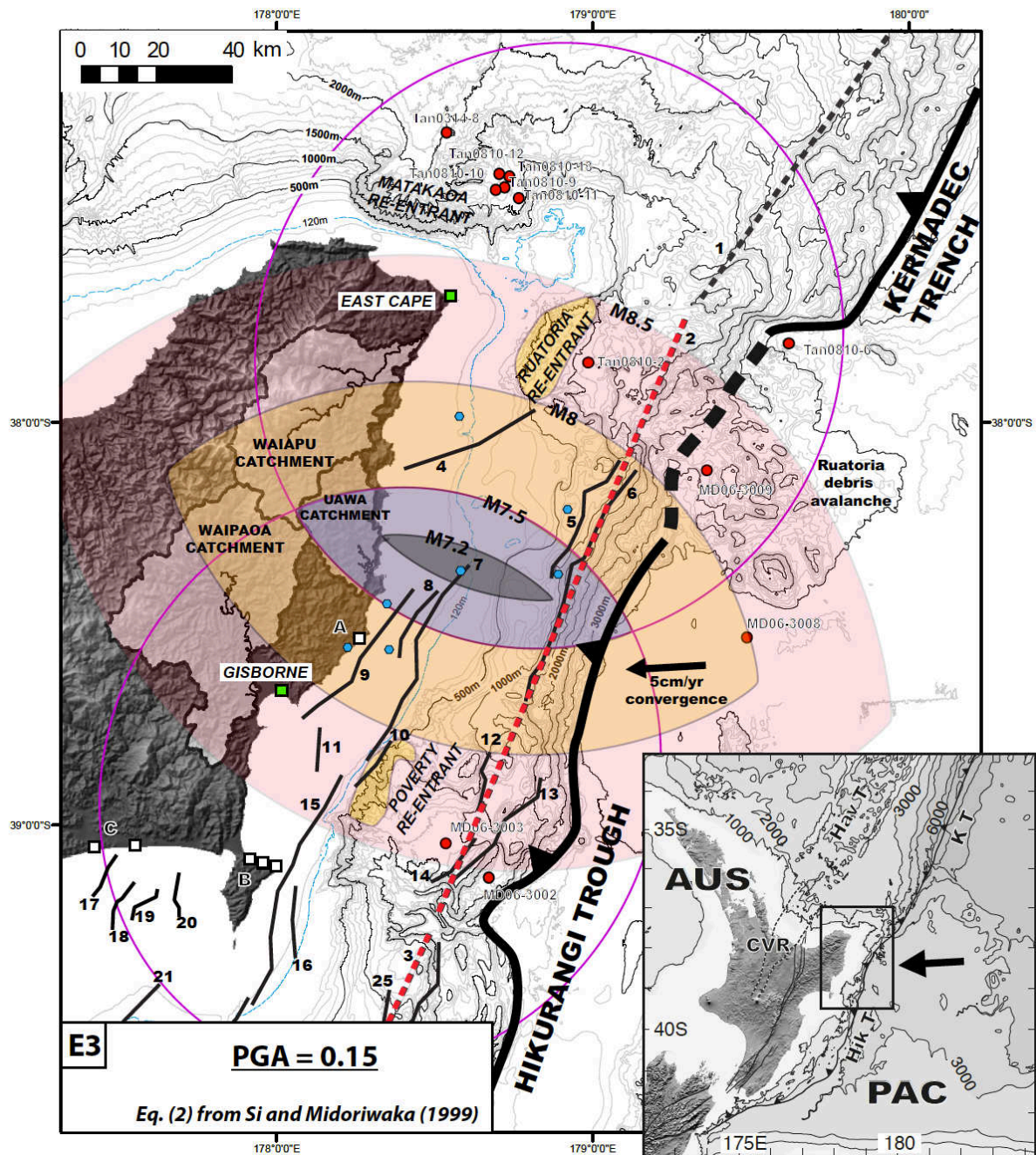


Figure 12-E3.

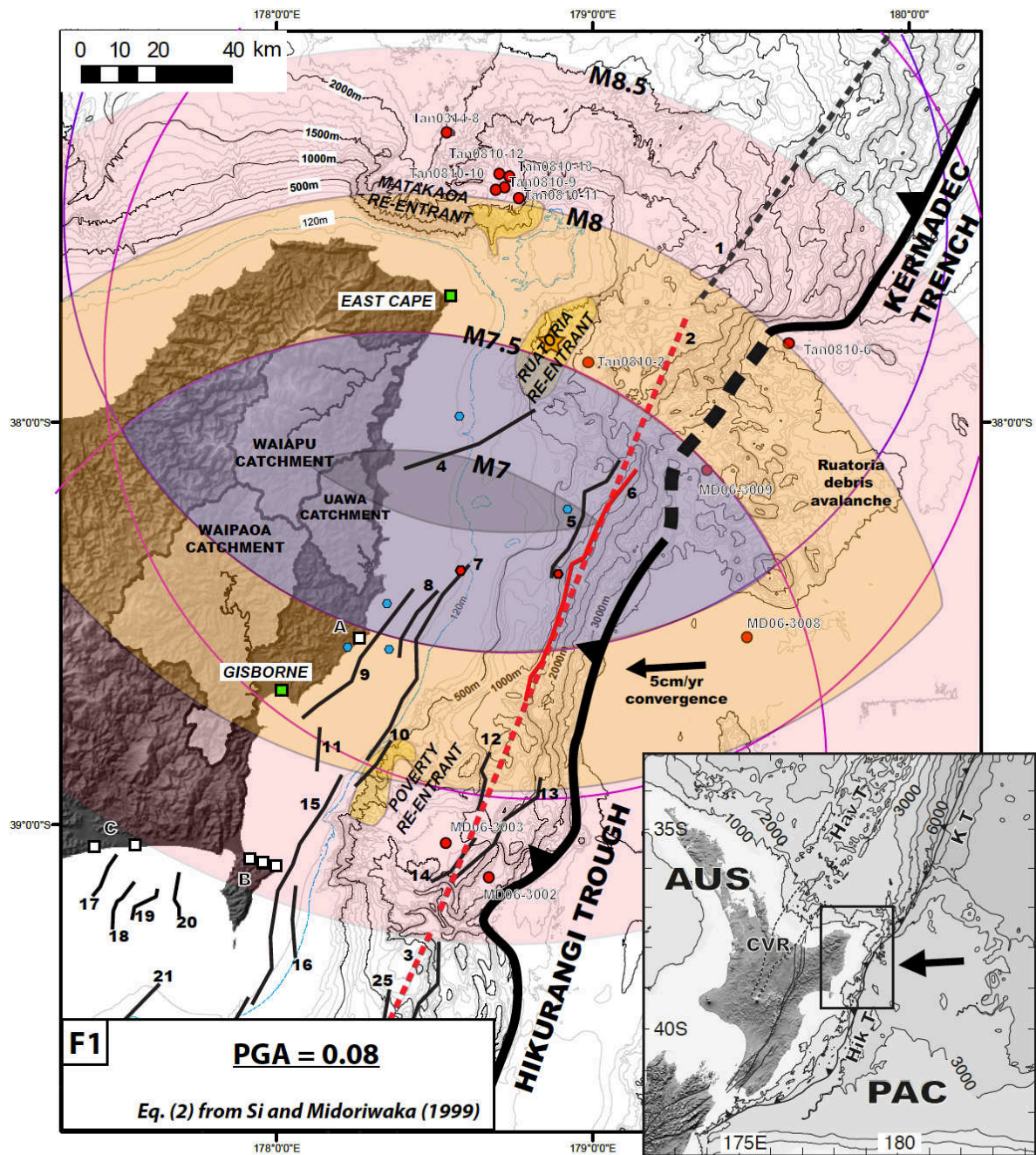


Figure 12-F1.

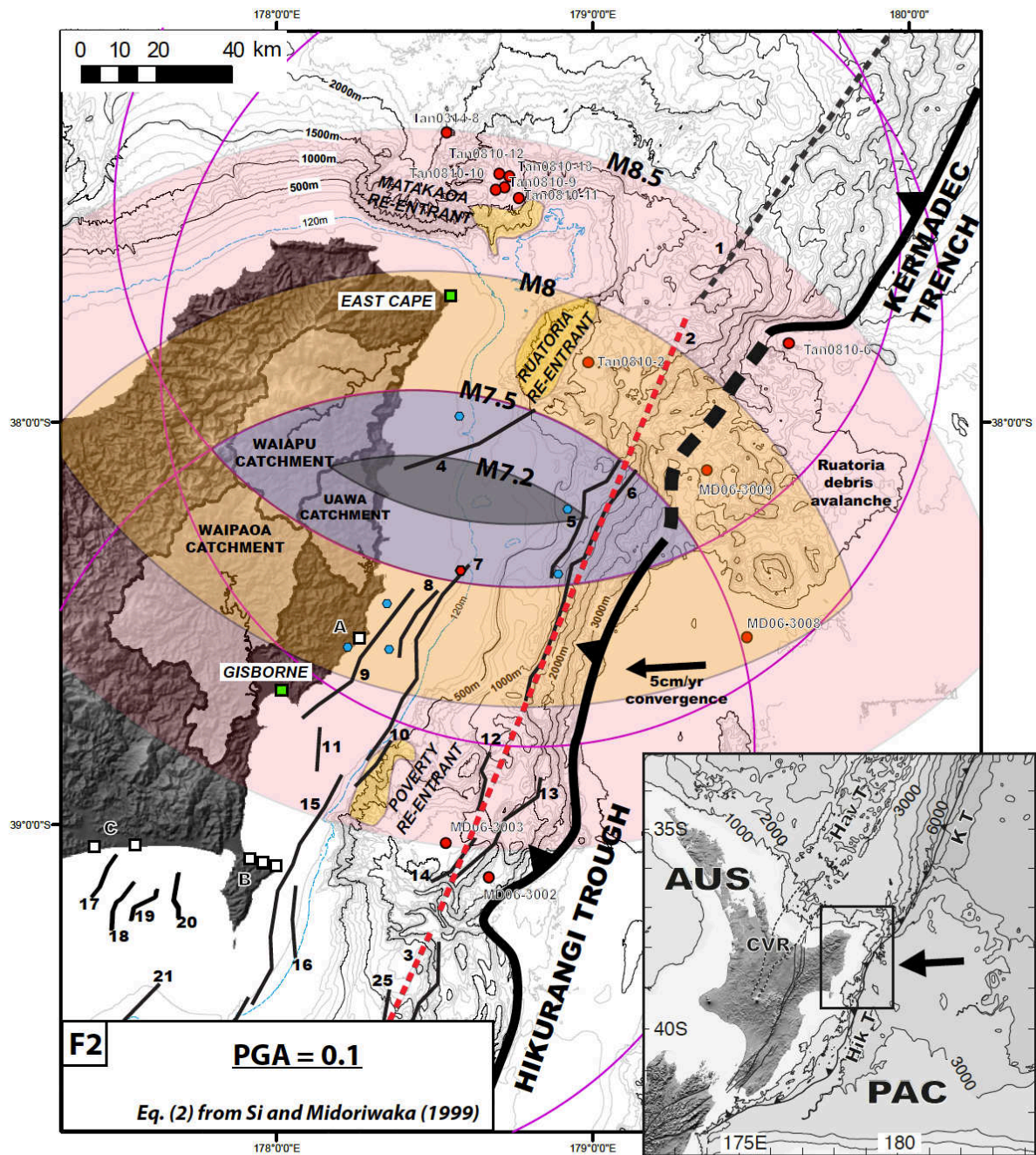


Figure 12-F2.

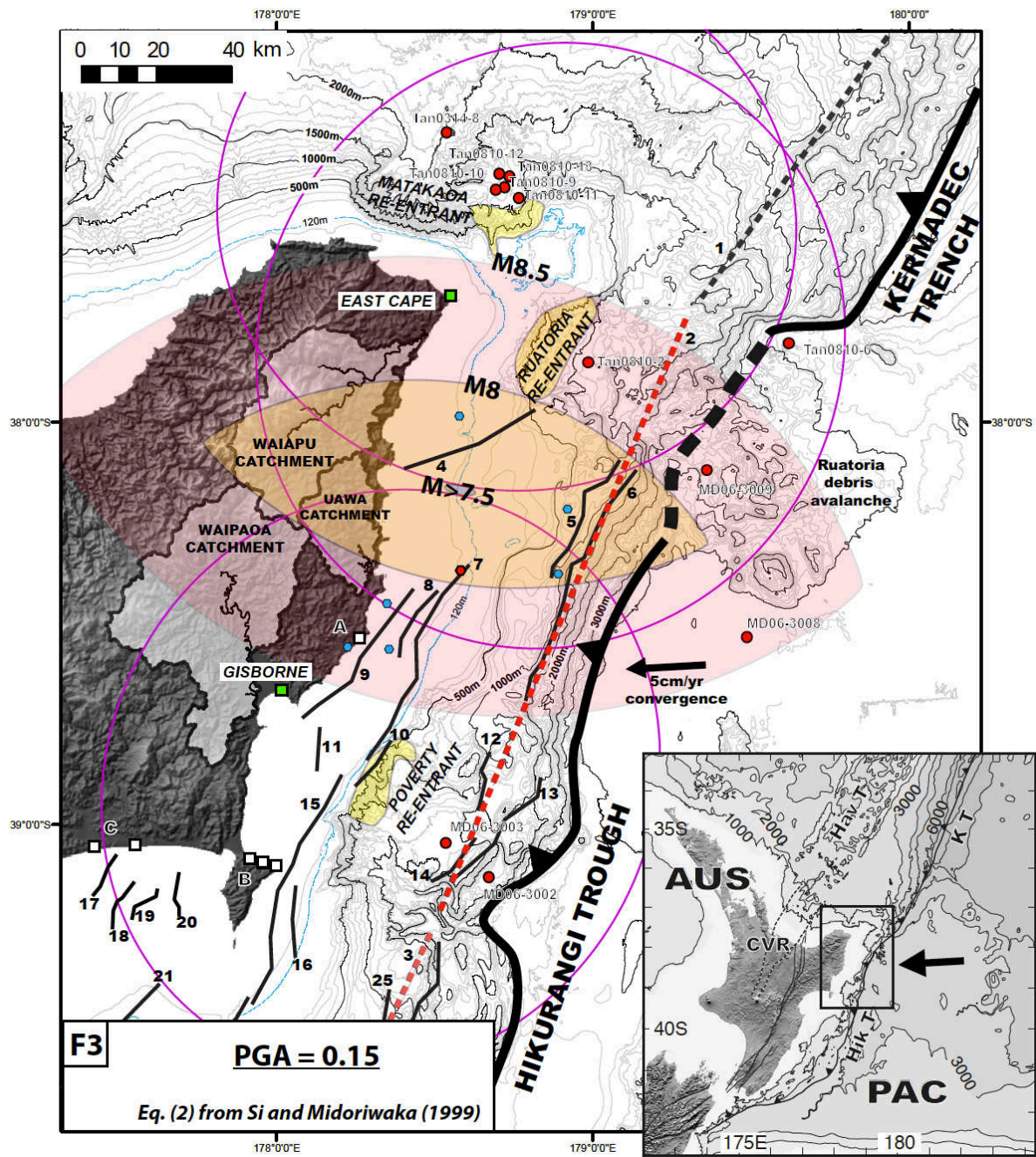


Figure 12-F3.

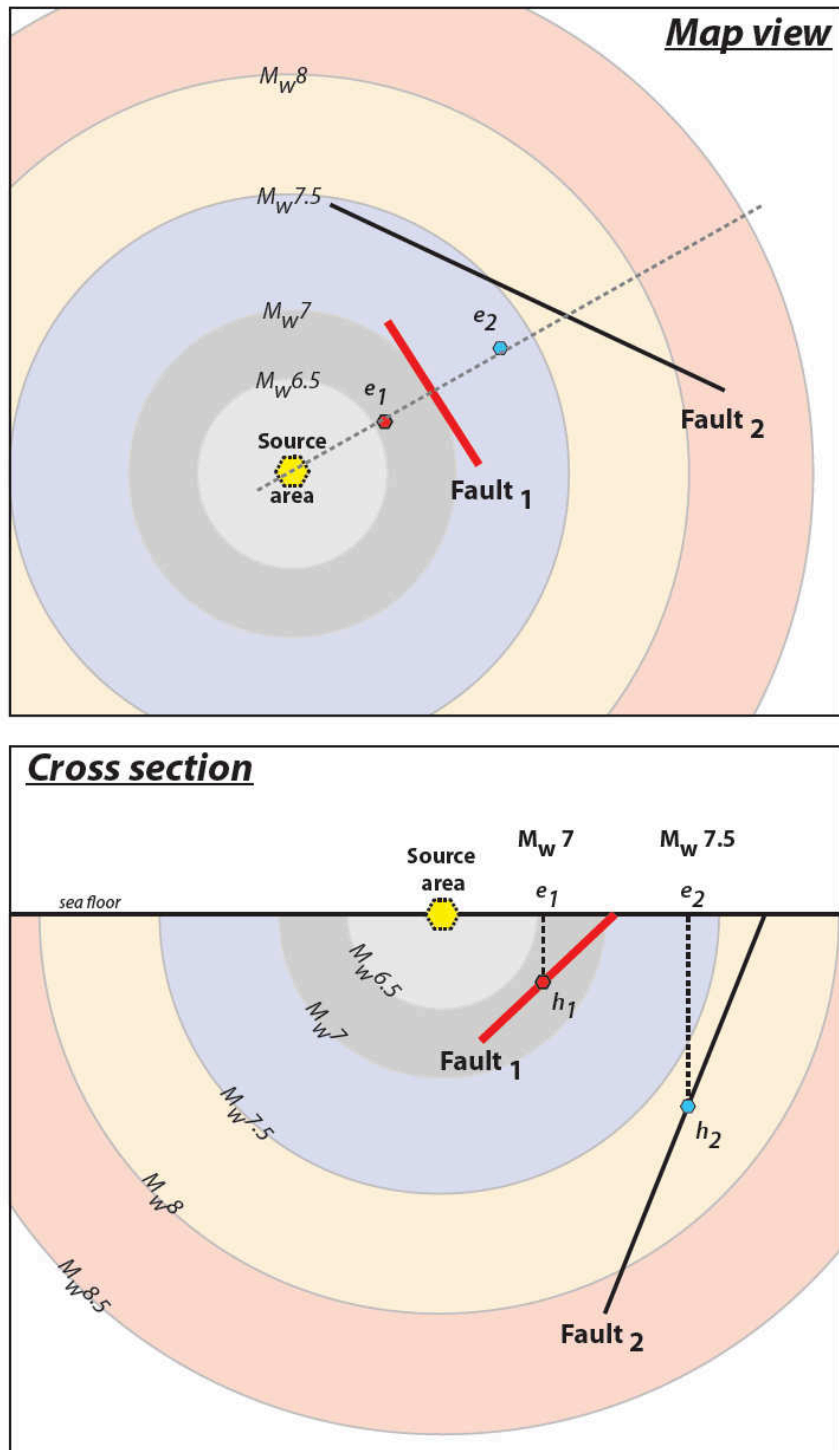
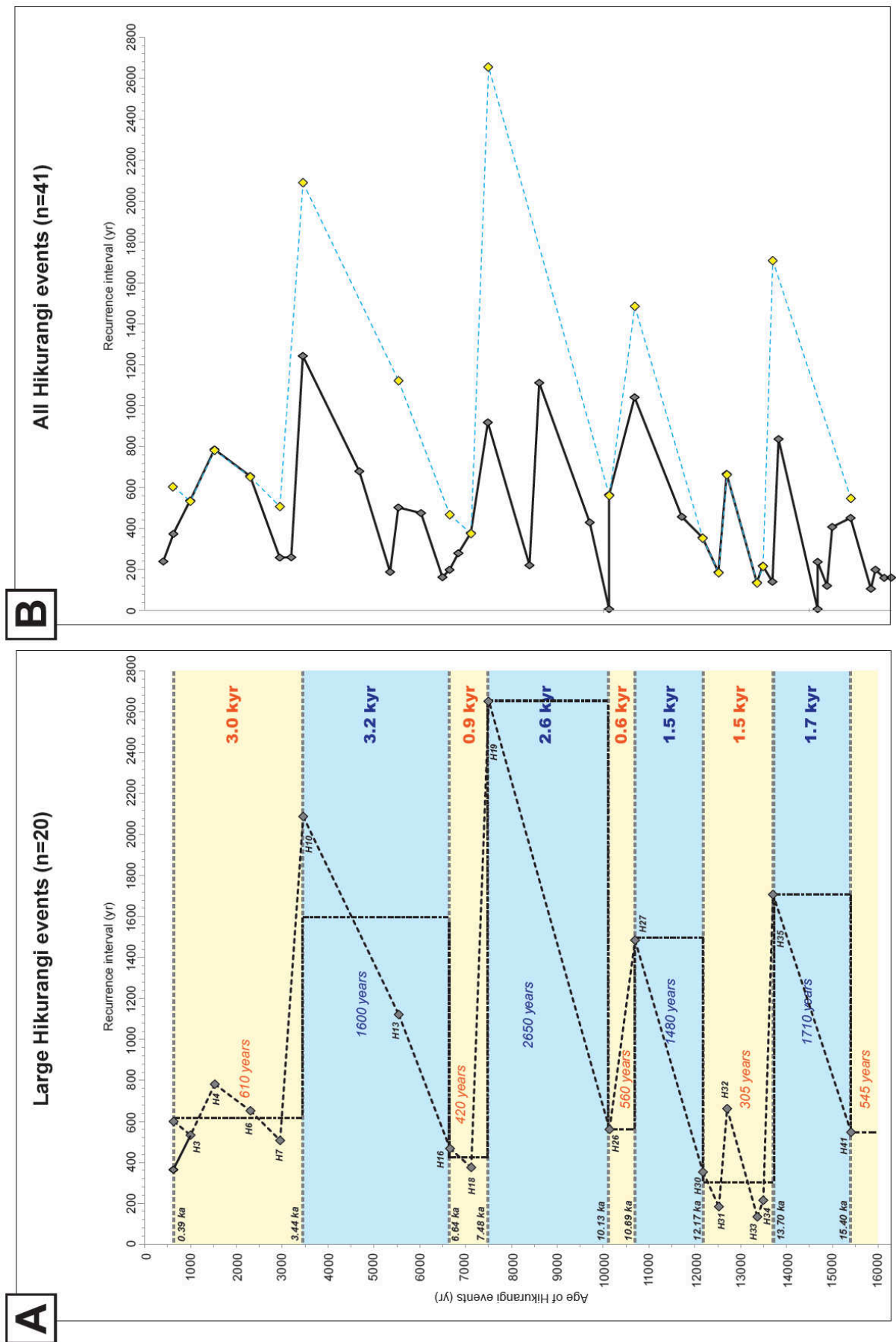


Figure 12-G.

Figure 13.



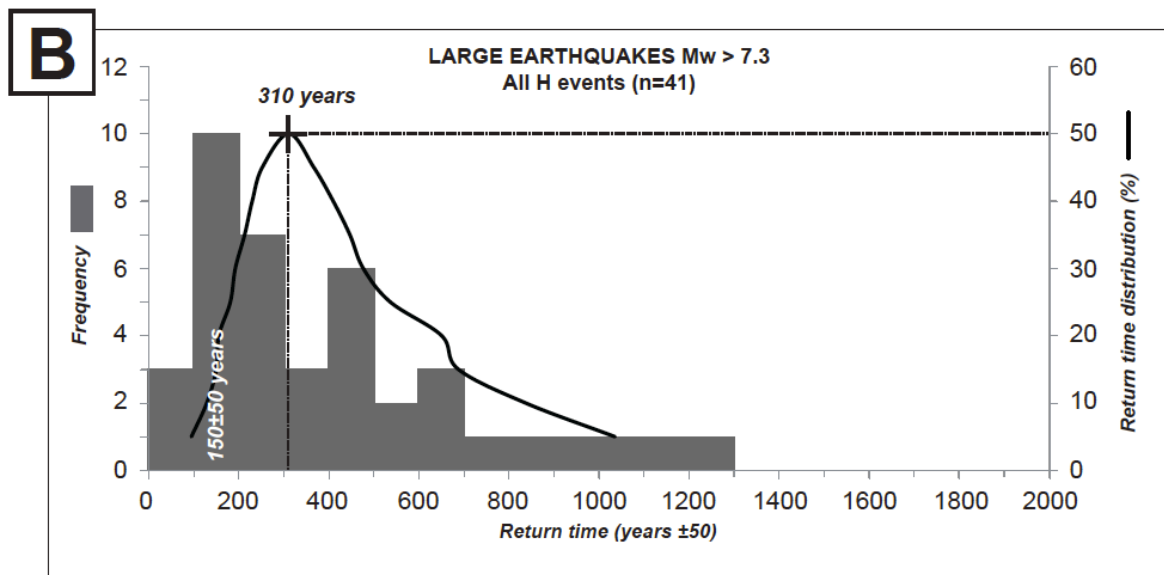
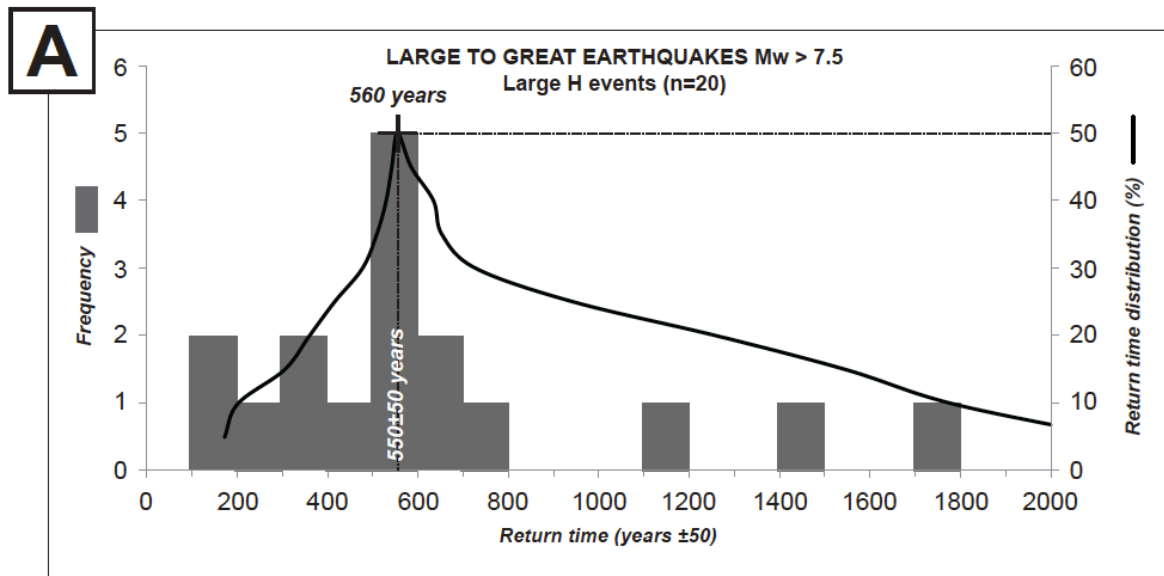


Figure 14.

n°	Fault	Length (km)	Dip (°)	Dip dir. (°)	Depth (km)	Top (km)	SR (mm/yr)	M _{max}	SED (m)	RI (yrs)
1	South Kermadec	300	6.7	210	12	5	na	8.5	5	na
2	Hik. Raukumara	200	8.5	300	15 - 20	5	10.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1300 - 1670
3	Hik. Hawke Bay	200	8.5	300	15 - 20	5	8.8	8.2 - 8.4	6.3 - 8.1	1590 - 2050
4	Houtunui	40	40	335	14	0	1	7.2	2.8	2790
5	Ruatoria South 2	40	40	310	6	0	1.5	7	2.8	1860
6	Ruatoria South 1	72	40	310	5	0	1.5	7.3	5	3340
7	<i>Ariel Bank</i>	63	40	300	12	0	6.07	7.4	4.4	720
8	Ariel North	22	40	300	13	0	0.93	6.8	1.5	1640
9	<i>Gable End</i>	48	60	320	15	0	3.81	7.2	2.9	760
10	<i>Ariel East</i>	16	40	300	11	0	1.56	6.6	1.1	720
11	Poverty Bay	12	40	280	14	0	2.33	6.5	0.8	360
12	Tuaheni Ridge	17	40	300	6	0	1	6.5	1.2	1180
13	<i>Paritu Ridge</i>	39	40	315	5	0	2	6.9	2.7	1360
14	Paritu West	17	40	300	6	0	1	6.5	1.2	1180
15	<i>Lachlan 3</i>	69	40	290	12	0	4.5	7.5	4.8	1070
16	Waihi South	24	60	110	12	0	2	6.6	1	510
17	Hawke Bay 4	13	40	300	17	0	0.3	6.6	0.9	3020
18	Hawke Bay 5 & 11	15	40	300	17	0	0.3	6.7	1	3480
19	Hawke Bay 6 & 12	12	40	320	17	0	0.1	6.6	0.8	8360
20	Hawke Bay 7	12	40	270	15	0	0.1	6.5	0.8	8360
21	Kidnappers Ridge	56	40	320	15	0	1.5	7.4	3.9	2600
22	Lachlan 1 & 2	42	40	320	12	0	2.5	7.2	2.9	1170
23	Motuokura North	39	40	320	11	0	1	7.1	2.7	2720
24	Ritchie West 2	36	40	320	9	0	1.5	7	2.5	1670
25	Ritchie West 1	90	40	320	8	0	1	7.5	6.3	6270
26	Ritchie Ridge	57	40	280	5	0	1.5	7.1	4	2650

Table 1.

Table 2.

Core	Longitude		Latitude		Water depth (m)	Core length (m) *	Composition		Number of gravity-flow deposits	Thickness of gravity-flow deposits (cm)			
	deg.	min.	deg.	min.			T	H		Min	Max	Mean	s.d.
MD 06-3002	39	7.83	178	40.31	2305	20 (12)	75%	25%	100	1.5	22	7.6	4.4
MD 06-3003	39	2.79	178	32.17	1398	12.88	77%	23%	101	1	36	9.8	6.8
MD 06-3008	38	32.12	179	32.04	3520	25.4 (19)	75%	25%	89	2	48	16	10.8
MD 06-3009	38	7.02	177	21.69	2940	20	70%	30%	77	1	76	17.9	14.9
TAN0810-2	37	50.973	178	59.201	1078	1.65	60%	40%	8	2	18	8	4.8
TAN0810-3	37	52.691	178	57.289	1090	3.2	22%	78%	6	3	20	10.3	6.6
TAN0810-6	37	48.105	179	37.228	3400	1.8	82%	18%	25	1	18.5	6.1	4.1
TAN0314-8	37	16.088	178	32.29	2034	2.51	63%	37%	20	2	11.5	7	2.9
TAN0810-9	37	24.5876	178	43.108	1180	3.2	12%	88%	5	2	16	6.8	4.8
TAN0810-10	37	24.77	178	41.799	1159	2.2	8%	92%	6	1	8	3	2.5
TAN0810-11	37	26.1094	178	45.8894	1089	2.6	12%	88%	8	1.5	6	3.1	1.4
TAN0810-12	37	23.382	178	42.851	1255	2.75	11%	89%	8	0.5	6	3.3	2
TAN0810-13	37	23.55	178	44.054	1167	2.5	7%	93%	4	1	10	3.9	3.7

Lithotype	Texture	Colour	Grain size (microns)	Thickness (cm)	Composition (sand fraction)	Depositional process
Hemipelagite	Homogenised, heavily bioturbated silty-clay	Olive-grey	<10	0.5-> 50 cm	Volcaniclastic grains, quartz, planktonic organisms	Marine sedimentation
Tephra	Graded silts	Pinkish	10-20	<10 cm	Volcaniclastic debris (glass shards and pumiceous lapilli)	Airfall volcanic ash
Debrite	Chaotic silty-clay with sand to pebble size particles or deformed stratified lithoclasts	Dark olive-grey	NA	<35 cm	Quartz, volcaniclastic debris, bivalve and gastropod shells, clasts of laminated silty-clays	Debris flow
Turbidite	Sandy to silty base grading up to silty-clay	Dark olive-grey	10-> 200	0.5-75 cm	Volcaniclastic debris, light minerals, rock fragments, foraminifers, shell fragments	Turbidity current
1 Muddy turbidite	Thin silt lamina overlain by massive silty-clay	Dark olive-grey	10-20	1-40 cm	Quartz, foraminifers	Very low density turbidity current
2 Silt laminae turbidite	Interbedded, thinning and fining up clay and silt laminae	Dark olive-grey	10-20	1-40 cm	Quartz, volcaniclastic debris	Low density turbidity current
3 Silty turbidites	Fining upward clayey silt sequence	Dark olive-grey	10-< 100	0.5-55 cm	Volcaniclastic debris, quartz, foraminifers, micas	low to medium density turbidity current
4 Sandy turbidites	Sand base grading up to silty-clay	Dark olive-grey	10-> 100	1-75 cm	Quartz, volcaniclastic debris, rock fragments, micas, heavy minerals	Medium density turbidity current
5 Hyperpynite	Basal reverse graded turbidite	Olive-grey	10-< 100	5-45 cm	Foraminifers, wood fragments, quartz, volcaniclastic debris	Hyperpynal flow

Table 3.

Basin	Core	Core depth (cm)	Cumulated hemipelagite thickness (cm)	Tephra	Calibarted age (yr BP $\pm 2\sigma$)
Poverty re-entrant	MD06-3002	255	92.5	Mamaku	8005 \pm 45
		430	131	Rotoma	9505 \pm 25
		499	158.5	Opepe	10075 \pm 155
		782	212.5	Waiohau	13635 \pm 165
	MD06-3003	205	97	Taupo	1717 \pm 13
		481	164.5	Whakatane	5530 \pm 60
		606	208.5	Mamaku	8005 \pm 45
		710	236	Rotoma	9505 \pm 25
		736	241.5	Opepe	10075 \pm 155
Ruatoria re-entrant	MD06-3008	58	20	Kaharoa	636 \pm 12
		190	88	Taupo	1717 \pm 13
		372	180.5	Waimihia	3410 \pm 40
		558	246.5	Whakatane	5530 \pm 60
		892	331	Mamaku	8005 \pm 45
		1512.5	458	Waiohau	13635 \pm 165
	MD06-3009	192	86	Taupo	1717 \pm 13
		425	169	Waimihia	3410 \pm 40
		567	202	Whakatane	5530 \pm 60
		840	312.5	Mamaku	8005 \pm 45
		1354	491	Waiohau	13635 \pm 165
		1755	569	Rerewhakaaitu	17625 \pm 425
	Tan0810-2	86	27.5	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-3	80.5	60	Taupo	1717 \pm 13
		123	79	Waimihia	3410 \pm 40
	Tan0810-6	72	10	Taupo	1717 \pm 13
		149	25	Waimihia	3410 \pm 40
Matakaoa	Tan0314-8	15.5	8.5	Whakatane *	5530 \pm 60
		50	31.5	Mamaku *	8005 \pm 45
	Tan0810-9	124.5	102	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-10	68	64.5	Kaharoa	636 \pm 12
		161	151.5	Taupo	1717 \pm 13
	Tan0810-12	44	42	Kaharoa	636 \pm 12

* : from Joanne et al. (2010)

Table 4.

	Core	Core depth (cm)	Cumulated hemipelagite thickness (cm)	^{14}C age (yr)	2σ error (yr)
Poverty re-entrant	MD06-3002	63.35	19.35	6060	40
		138	56.5	7036	55
		162.55	63.05	7210	40
		584.5	176	10250	75
		944.85	236.35	13313	75
		1027.35	243.35	14301	60
	MD06-3003	25.5	20.5	842	20
		63.05	31.05	1415	45
		129.05	81.05	1790	35
		271.7	114.7	2780	30
		306.05	125.05	3170	35
		802.5	243.5	10234	55
		892.5	259.5	12480	90
		921	263.7	12850	65
		1028.5	273	12998	75
		1154.2	281.2	13502	75
		1253.75	288.75	13800	65
Ruatoria re-entrant	MD06-3008	46.2	9.2	839	30
		470.2	212.7	4693	90
		721.2	299.7	6550	40
		1036.2	379.7	8950	130
		1183.2	409.5	10139	50
		1238.2	423.7	10538	40
		1326.2	434.2	10862	50
		1642.5	476.5	13239	60
		1800	491.5	13761	60
	MD06-3009	83.5	54.5	1774	30
		285.2	95.2	2736	40
		669.2	242.7	6333	95
		921.2	347.7	8667	45
		982.2	376.2	9134	65
		1033.2	382.7	9262	50
		1180.2	440.7	10771	50
		1443.2	511.2	13258	65
		1573.2	547.2	14548	65
		1631.2	558.2	14812	65
		1867.35	574.35	15364	65
	Tan0810-2	83	28.5	2462	85
		110	42	2654	35
	Tan0810-3	309.6	245.6	7424	80
	Tan0810-6	105.35	18.35	3294	35
		169.6	28.1	5150	140
Matakaoa re-entrant	Tan0314-8	146.5	83	12726	55
		177.85	91.85	13914	70
	Tan0810-9	127.85	104.85	2635	50
		290	254	4331	47
	Tan0810-10	188.85	170.35	4123	55
		237	217.5	4708	39

Table 5.

Table 6.

HIKURANGI EVENTS				Paritua Turbidity System				Ruatoria Turbidity System				Maukaao Turbidity System			
EVENT	EVENT AGE	2σ		EVENT	EVENT AGE	2σ		EVENT	EVENT AGE	2σ		EVENT	EVENT AGE	2σ	
	mean				mean				mean				mean		
H1	387	170		P1	819	191	T1	R1	387	253	T1	M3	941	212	T2
H2	616	26		P2	1388	132	T2	R2	789	199	T1		529	114	T3
H3	978	32		P3	1699	38	T3	R3	1040	94	T2		1499	188	T3
H4	1508	13		P4	2426	270	T6	R4	1566	71	T3		1716	11	T3
H5**	1711	6		P5	2880	212	T8	R5	1711	6	T4		2255	245	T4
H6	2286	130		P6	3060	206	T10	R6	2185	232	T5		3657	552	T4
H7	2935	122		P7	3438	30	T12	R7	2935	122	T7				
H8	3186	81		P8	3438	30	T12	R8	3201	125	T8				
H9**	3419	11		P9	3438	30	T12	R9	3391	39	T9				
H10	3438	30		P10	3438	30	T12	R10	3462	69	T8				
H11	4672	27		P11	4357	342	T15	R11	4821	176	T3				
H12	5344	72		P12	5409	137	T16	R12	5132	326	T10				
H13	5525	60		P13	5535	77	T17	R13	5525	60	T9-10				
H14	6021	103		P14	6021	103	T22	R14	6072	445	T4				
H15	6489	135		P15	6489	135	T23	R15	6303	583	T13				
H16	6644	179		P16	6644	179	T24	R16	6668	248	T16				
H17	6836	210		P17	6836	210	T25	R17	6926	311	T11				
H18	7108	159		P18	7039	228	T5	R18	7221	272	T12				
H19	7480	116		P19	7480	116	T27	R19	7570	269	T13				
H20	8390	157		P20	8390	157	T29	R20	8624	612	T24				
H21	8603	262		P21	8603	262	T32	R21	8800	634	T25				
H22*	9128	101		P22	9067	161	T33	R22	9240	213	T14				
H23*	9505	25		P23	9505	25	T36	R23	9617	260	T15				
H24	9706	143		P24	9706	143	T37	R24	9839	393	T28				
H25	10129	103		P25	10155	129	T39	R25	10073	221	T29				
H26	10129	103		P26	10169	143	T39	R26	10767	194	T30				
H27	10686	113		P27	10579	220	T40	R27	11256	201	T16				
H28*	11340	118		P28	11532	310	T41	R28	11896	466	T17				
H29	11719	289		P29	11659	348	T42	R29	12189	311	T18				
H30	12169	291		P30	12081	378	T43	R30	12628	391	T19				
H31	12518	242		P31	12518	242	T44	R31	13348	330	T20				
H32	12698	264		P32	12698	264	T45	R32	13678	162	T21				
H33	13357	238		P33	13357	238	T46	R33	14233	717	T22				
H34	13487	210		P34	13487	210	T47	R34	14299	783	T23				
H35	13698	143		P35	13736	181	T50	R35	14365	823	T24				
H36	13831	187		P36	13831	187	T51	R36	14728	901	T25				
H37	14661	271		P37	14685	295	T56	R37	15163	466	T26				
H38	14661	271		P38	14685	295	T56	R38	15350	278	T27				
H39	14890	295		P39	14890	295	T58	R39	15865	653	T28				
H40	15004	307		P40	14993	317	T60	R40	16050	698	T29				
H41	15404	224		P41	15549	369	T62	R41	16056	704	T30				
H42	15849	388		P42	15849	388	T63	R42	16056	704	T31				
H43	15983	357		P43	15948	393	T64	R43	16056	704	T32				
H44	16140	398		P44	16140	398	T65	R44	16056	704	T33				
H45	16292	295		P45	16292	295	T66	R45	16056	704	T34				
H46	16446	314		P46	16451	319	T67	R46	16056	704	T35				

*, ** are H events related to catastrophic floods or volcanism (after Poudoux et al., submitted)

UPPER PLATE FAULT EARTHQUAKE SOURCES

Magnitude (Mw)	Hypocenter depth D (km)	Cousins et al. (1999) - Eq. (1)				Si and Midoriwaka (1999) - Eq. (2)			
		d parameter	Distance from the hypocenter R (km)			d parameter	Distance from the hypocenter R (km)		
			PGA = 0.08	PGA = 0.1	PGA = 0.15		PGA = 0.08	PGA = 0.1	PGA = 0.15
6	5	0.1074	45	38	27	0	32	26	17
6.5	5	0.1074	57	48	36	0	51	42	28
7	5	0.1074	72	62	47	0	77	65	45
7.5	5	0.1074	90	78	60	0	109	93	68
8	5	0.1074	113	98	75	0	145	127	95
8.5	5	0.1074	140	122	94	0	184	163	126

INTERPLATE EARTHQUAKE SOURCES

Magnitude (Mw)	Hypocenter depth D (km)	Cousins et al. (1999) - Eq. (1)				Si and Midoriwaka (1999) - Eq. (2)			
		d parameter	Distance from the hypocenter R (km)			d parameter	Distance from the hypocenter R (km)		
			PGA = 0.08	PGA = 0.1	PGA = 0.15		PGA = 0.08	PGA = 0.1	PGA = 0.15
6	11	-0.1468	31	25	15	-0.04	31	25	16
6.5	11	-0.1468	40	34	23	-0.04	50	40	27
7	11	-0.1468	52	44	32	-0.04	75	62	43
7.5	11	-0.1468	66	56	42	-0.04	107	90	65
8	11	-0.1468	82	71	54	-0.04	143	123	92
8.5	11	-0.1468	103	89	68	-0.04	181	158	122

Table 7.

All the 41 H events

Cousins et al. (1999) - Eq. (1)				Si and Midoriwaka (1999) - Eq. (2)		
PGA	Faults *	RI **	Mw range	Faults *	RI **	Mw range
0.08	2; 6; 7	390-460 years	7.3-8.4	2; 6; 7	390-460 years	7.3-8.4
0.1	2; 6	890-1235 years	7.3-8.4	2; 6; 7	390-460 years	7.3-8.4
0.15	2	1300-1670 years	8.2-8.4	2	1300-1670 years	8.2-8.4

*: Numbers correspond to faults detailed in Table 4; ** Recurrence Intervals calculated for the duration of our turbidite record (16,059 years, from 387 to 16,446 yr BP)
Average RI deduced from the turbidite record : 400 years

Large H events (20)

Cousins et al. (1999) - Eq. (1)				Si and Midoriwaka (1999) - Eq. (2)		
PGA	Faults *	RI **	Mw range	Faults *	RI **	Mw range
0.08	2	1300-1670 years	8.2-8.4	2; 6	890-1235 years	7.3-8.4
0.1	ø	ø	ø	2	1300-1670 years	8.2-8.4
0.15	ø	ø	ø	2	1300-1670 years	8.2-8.4

*: Numbers correspond to faults detailed in Table 4; ** Recurrence Intervals calculated for the duration of our turbidite record (16,059 years, from 387 to 16,446 yr BP)
Average RI deduced from the turbidite record : 800 years

Table 8.

CONCLUSION

Conclusions – perspectives

Conclusions :

Le principe d'utilisation des turbidites comme archives paléosismiques, né à la suite du séisme de Grand Bank de 1929 (Canada), a jusqu'à présent été développé, testé et validé dans des régions qui disposent d'une solide base de données de séismes historiques destructeurs ($M_w > 7$). La reconnaissance des turbidites co-sismiques est basée sur trois critères principaux : un volume d'écoulement supérieur aux autres mécanismes déclencheurs (e.g. Blumberg et al., 2008 ; Gorsline et al., 2000), une synchronicité de déclenchement (e.g. Goldfinger et al., 2003 ; Gracia et al., 2010), et une origine par slope failures située au-dessous de la limite inférieure d'action des vagues (e.g. Beck, 2009 ; Noda et al., 2008). Ces critères sont systématiquement validés par la corrélation des turbidites avec des séismes historiques. Cette étude propose une nouvelle approche permettant d'utiliser les turbidites comme proxy paléosismiques dans les régions au potentiel sismogène mal connu et en l'absence d'archives historiques grâce à la combinaison des trois critères précédents sur un même chantier d'étude. L'exemple étudié dans ce travail est la marge active en subduction Nord Hikurangi (Nouvelle-Zélande). L'analyse et l'interprétation d'une série de carottes de sédiments collectées stratégiquement dans trois systèmes sédimentaires indépendants de la pente continentale a permis :

- De caractériser la succession sédimentaire déposée depuis 18ka dans les bassins profonds (> 500m) des trois rentrants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa, d'identifier quatre lithofacies et modes de dépôt : hémipélagite (sédimentation marine), turbidites (courants de turbidité), débrites (debris flow) et tephres (retombée de cendres volcaniques), et d'établir les critères de distinction entre turbidites et hémipélagites : la variation de couleur des deux lithofacies illustre une composition, une signature géochimique et une distribution granulométrique différentes ;
- De déterminer les facteurs de contrôle de la sédimentation gravitaire régionale: les fluctuations glacio-eustatiques qui influent sur la fréquence et la nature des turbidites, les changements climatiques comme le réchauffement de la limite Pléistocène/Holocène marquée par un changement brutal de la nature des turbidites, et les variations de morphologie de la marge où la mise en place d'avalanches de débris réorganise l'architecture des systèmes turbiditiques ;
- De distinguer différentes séquences de turbidites limitées par des hémipélagites, d'en définir les sources (haut de pente, plaine alluviale à littoral, volcans), les âges et les mécanismes déclencheurs (slope failures , courants hyperpycniaux, pluies de cendres volcaniques) ;
- De déterminer le nombre, l'âge et l'extension latérale des écoulements gravitaires déclenchés sur la marge depuis 18 ka, grâce à la corrélation des turbidites à travers les trois rentrants ;
- D'identifier les turbidites co-sismiques déclenchées par des slopes failures synchrones sur le haut de la pente, et d'estimer la magnitude, la source et la récurrence des paléo-séismes en combinant le catalogue des failles actives régionales et des relations empiriques qui relient le déclenchement d'une turbidite avec un séisme de magnitude donné à une certaine distance de la zone source.

A l'avenir, ce calendrier précis d'évènements de différentes magnitudes sur les derniers 16 kyr devrait contribuer à améliorer notre connaissance du potentiel sismogène de la marge Nord Hikurangi et notamment apporter des contraintes supplémentaires pour mieux comprendre le fonctionnement de la zone interplaque. Au-delà, la méthode utilisée dans ce

travail permet de remonter à l'origine sismique des turbidites, non plus par simple corrélation temporelle avec des séismes historiques, mais par la caractérisation progressive de la source et du déclenchement des courants de turbidité. Cette méthode appliquée à d'autres marges devrait fournir un enregistrement paléosismique complet au delà de l'Holocène et permettre de remonter à la source et aux failles actives responsable de séismes destructeurs. Un calendrier de ruptures des failles actives serait extrêmement utile dans les estimations de l'aléa sismique des zones côtières des marges actives souvent densément peuplées.

Facteurs de contrôles du développement des systèmes turbiditiques

Sur la marge Hikurangi, la large plateforme continentale (20-30 km de large) piège la majorité des apports fluviaux. Ainsi, le système turbiditique à source localisée de Matakaoa, alimenté essentiellement par le canyon de Matakaoa, reste inactif : le complexe chenal-levées est recouvert d'un drapage d'hémipélagites qui représente 80% du remplissage et les rares courants de turbidité récents sont rapidement déposés dans l'axe du canyon. Cette inactivité est comparable à celle du système de canyons de Poverty. En revanche, les systèmes sédimentaires à source linéaire, comme les systèmes de Paritu et Ruatoria qui présentent une zone source allongée sur plus de 20 km, enregistrent de nombreux écoulements gravitaires, et les hémipélagites ne représentent plus que 30% du remplissage. Cette dynamique sédimentaire de la marge est stable depuis 17 ka environ, âge du début de la transgression marine.

Avant 17 ka, cette dynamique sédimentaire est inversée, et les systèmes à source localisée enregistrent la majorité de l'activité turbiditique. L'élargissement de la plateforme (< 10 km), caractérisant la période de bas niveau marin, favorise l'apport direct de sédiments dans les canyons sous-marins et réduit l'acheminement de matériel dans les systèmes turbiditiques à source linéaire. Ainsi, le canyon de Matakaoa capte l'essentiel des apports de la rivière Waiapu et enregistre une activité gravitaire régulière avec une fréquence de turbidites annuelle à pluri-annuelle dans l'éventail profond, alors que le système de Paritu se caractérise par une faible activité gravitaire. Le système de Ruatoria, malgré une source linéaire, enregistre toutefois de fortes fréquences de turbidites de l'ordre de 9 turbidites/kyr, qui diffèrent des fréquences de moins de 2 turbidites/kyr reconnu depuis 17 ka. Cette observation impose une ramification de la rivière Waiapu, avec une branche principale au Nord qui alimente le canyon de Matakaoa, et une branche secondaire au Sud qui alimente le rentrant de Ruatoria.

L'inondation progressive de la plateforme dès 17 ka déconnecte les canyons sous-marins de l'embouchure des rivières et les apports fluviaux s'accumulent sur la plateforme. La transgression marine est également discernable dans la nature des turbidites qui contiennent une signature plus continentale (fragments de roches, forte concentration en carbone organique) avant 17 ka, que pendant le haut niveau marin.

Ces conclusions confirment l'importance de l'héritage morphologique (étendue de la plateforme, présence de canyons, étendue de la zone d'alimentation, etc ...) et des variations glacio-eustatiques dans le contrôle de la sédimentation gravitaire de la marge Hikurangi (quantité des apports, fréquences des écoulements gravitaires, nature des dépôts). Le captage des apports fluviaux par les canyons sous-marins, lors des périodes de bas niveau marin à plateforme étroite, restreint le développement des systèmes turbiditiques à source linéaire. En revanche, lors des périodes de haut niveau marin correspondant à une large plateforme qui répartit les apports sur la marge, l'activité gravitaire se concentre dans les systèmes à source linéaire et diminue drastiquement dans les systèmes à source isolée.

Le système turbiditique de Paritu dans le rentrant de Poverty présente deux stades évolutifs successifs : un stade de type rampe dans lequel la majorité des écoulements gravitaires est confinée dans le fossé de Paritu, et un stade chenalisé où les écoulements transitent par le fossé de Paritu et sont acheminés en aval dans le bassin de Paritu. Le passage d'un stade à un autre correspond à la mise en place d'une avalanche de débris dans le fossé de Paritu.

L'avalanche de débris de Poverty (33 km^3) se compose de deux unités distinctes dont la mise en place est datée à 7.6 ± 0.6 et $14.1 \pm 0.6 \text{ ka}$. Chaque unité se met en place après une période d'augmentation de la fréquence des séismes $M_w > 6.6$ de 400 à 150 ans en moyenne. Cette observation suggère que les secousses sismiques répétées sur le haut de la pente continentale sont à l'origine du déclenchement d'avalanches de débris capables de réorganiser complètement la dynamique sédimentaire du système turbiditique.

L'activité sismique est un facteur de contrôle local du développement des systèmes turbiditiques car elle peut déclencher des avalanches de débris. L'avalanche de débris de Poverty (33 km^3) réorganise les voies de transports des sédiments, comble des zones de dépôts et canalise les courants de turbidité. L'avalanche de débris de Ruatoria 100 fois plus importante ($3,300 \text{ km}^3$) a modifié la totalité de la pente continentale et créé de nouveaux systèmes sédimentaires.

Différenciation entre turbidites et hémipélagites

L'âge de chaque turbidite (dépôts instantanés) est calculé à partir du taux de sédimentation des hémipélagites (dépôts continus) et la présence d'hémipélagite entre deux turbidites successives implique du temps entre les dépôts. Identifier la limite entre hémipélagites et turbidites est donc primordial pour une approche paléosismique. La différenciation entre le sommet des séquences de turbidites (fraction la plus fine) et les hémipélagites est toujours délicate. Elle est établie par une caractérisation quantitative sédimentologique (composition de la fraction sableuse, granulométrie, structuration interne) et géochimique (%OC, %N et $\delta^{13}\text{C}$), qui valide des variations qualitatives telles que la couleur observée en carottes. Les hémipélagites de la marge Nord Hikurangi sont plus riches en grains volcanoclastiques peu denses, contiennent moins de grains de quartz, ont une distribution granulométrique mieux triée avec un grain moyen plus fin et possèdent une signature géochimique plus marine que les turbidites. Les proportions relatives des deux faciès en foraminifères benthiques et planctoniques ne montrent toutefois pas de différences significatives, contrairement à ce qui est généralement supposé.

Une analyse sédimentologique détaillée permet de différencier précisément les hémipélagites et les fractions fines des turbidites, base fondamentale de tous les calculs de taux de sédimentation et d'âge des événements gravitaires. Les variations de couleur des dépôts, les hémipélagites étant plus claires que les turbidites, constituent un bon proxy pour les identifier en Nouvelle-Zélande.

Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité

Les analyses granulométriques des turbidites montrent deux tendances distinctes : des séquences grano-décroissantes (turbidites classiques), et des séquences composées d'une unité basale grano-croissante surmontée d'une unité sommitale grano-décroissante (turbidites hyperpycnites). Les turbidites hyperpycnites montrent généralement des indices d'environnements terrestres à marins peu profond (débris végétaux, abondance de

foraminifères benthiques peu profonds), et sont interprétées comme le dépôt de courants de turbidité hyperpycniaux déclenchés à l'embouchure des rivières lors de crues catastrophiques, ici probablement la Waipaoa et la Waiapu. Huit hyperpycnites sont conservées dans l'enregistrement sédimentaire des derniers 18 kyr. La plus récente datée à 2.9 ka est corrélée à un événement de tempêtes/pluies extrêmement violent aussi archivé dans les séries lacustres du lac Tutira (intensité supérieure à celle du cyclone Bola de 1988), associé à une période climatique favorable à l'érosion continentale (ENSO). Les sept autres hyperpycnites datées sont contemporaines de périodes climatiques ou eustatiques qui tendent à augmenter l'érosion continentale : période de réchauffement climatique à 10.8-11.6 ka (1), et épisodes de stabilité eustatique (stillstands) à 7.5 (1), 9.5 (2), 12.5 (1), 13.7 (1), 15.7 ka (1).

L'identification d'hyperpycnites suggère que les crues sont à considérer comme mécanisme déclencheur d'écoulements gravitaires sur les marges actives. Dans les régions où les systèmes sédimentaires ne sont pas connectés avec l'embouchure des rivières comme sur la marge Nord Hikurangi, les hyperpycnites enregistrent préférentiellement les événements climatiques les plus extrêmes.

Certaines turbidites sont exclusivement composées de grains volcanoclastiques (cendres, verres volcaniques) émis par les éruptions volcaniques provenant du domaine de Taupo, au centre de l'île Nord de Nouvelle-Zélande. Ces turbidites sont observées directement au dessus ou à la place du tephra correspondant à l'éruption. Ces dépôts appelées « turbidites monomagmatiques primaires » sont mises en place par la transformation des retombées de cendres aériennes. Les cendres se concentrent dans la tranche d'eau superficielle jusqu'à ce que le fluide eau – cendres plonge par gravité sous forme de « courants de densité verticaux », qui se transforment par la suite en courants de turbidité exclusivement composés de particules volcanoclastiques.

Les éruptions volcaniques terrestres sont capables de déclencher des courants de turbidité exclusivement composés de matériel volcanoclastique peu dense (cendres, verre volcanique). Ces turbidites, datées directement (par caractérisation géochimique des cendres) ou indirectement (par les taux de sédimentation des hémipélagites) fournissent un calendrier des éruptions volcaniques.

A l'exclusion des hyperpycnites et des turbidites monomagmatiques primaires, les turbidites classiques sont constituées de matériel originaire du haut de la pente continentale à des profondeurs allant de 150 et 1,200 m, comme l'indiquent leur contenu en foraminifères benthiques et leur signature géochimique.

Dans chacun des systèmes turbiditiques de Poverty, Ruatoria et Matakaoa, les turbidites synchrones sont déposées par un seul et même écoulement gravitaire déclenché en haut de pente par slope failures (déstabilisation de pente). Les slope failures remobilisent les sédiments apportés par les rivières Waipaoa et Waiapu et stockés dans des sous-bassins de la plateforme externe (120-150m), directement à l'amont des larges zones de ravines.

Les séismes, les vagues de tempêtes et les tsunamis peuvent déclencher des slope failures. Toutefois, pendant la période de haut niveau marin (0-7 kyr), les vagues étant inopérantes, les séismes sont seuls responsables de leur déclenchement. La stabilité des temps de retour des turbidites provoquées par des slopes failures issus de séismes indique que les séismes représentent probablement le principal mécanisme déclencheur sur les derniers 18 kyr sur la marge Nord Hikurangi, même durant la transgression marine.

La signature sédimentologique et géochimique des turbidites permet d'identifier la zone source en haut de pente continentale et leur origine par évolution de slope failures. Par élimination, il semble que les séismes soient le principal mécanisme déclencheur des slope failures et donc des turbidites.

Origine des paléo-séismes et cyclicité des ruptures interplaques

La corrélation des turbidites dans les rentrants de Poverty et Ruatoria permet d'identifier 41 turbidites synchrones correspondant à l'enregistrement sédimentaire de 41 séismes depuis 16 ka. L'adaptation de modèles empiriques de stabilité de pente montre que pour déclencher des turbidites, un séisme doit développer une énergie minimale (PGA, Peak Ground Acceleration) comprise entre 0.08 et 0.1 g dans les zones sources des turbidites (ou g est la constante gravitationnelle).

Comparé au catalogue des failles actives de la région, ce seuil de déclenchement se corrèle aux ruptures de trois des 26 failles actives répertoriées dans la région provoquant des séismes $M_w \geq 7.3$: deux failles de la plaque supérieure et le segment d'interface de Raukumara (zone interplaque).

Parmi cet enregistrement, 20 turbidites montrent à la fois une origine sur le haut de pente par slope failures, une synchronicité de déclenchement dans les trois rentrants, et un important volume de l'écoulement matérialisé par le dépôt de turbidites d'épaisseur deux fois supérieure à la moyenne régionale sur les hauts structuraux (250 m au dessus de l'axe d'un chenal). Compte tenu d'un seuil de PGA de 0.08 – 0.1 g, le déclenchement synchrone dans les trois rentrants indique que cet enregistrement ne peut être provoqué que par la rupture du segment d'interface de Raukumara.

Le déclenchement de turbidites co-sismiques est directement relié à la stabilité de la pente continentale. En l'absence de mesures géotechniques directes, l'application de modèles empiriques fournit une bonne estimation des valeurs critiques pour le déclenchement de slope failures par les séismes. La valeur seuil de PGA estimée est cohérente avec les calculs, estimations et observations faites dans d'autres zones sismogènes (Japon, Californie, Méditerranée, Alpes suisses) et montre que les turbidites de la marge Hikurangi sont issus de séismes qui développent un PGA de l'ordre de grandeur de 0.1 g sur les zones sources des turbidites. Il est possible de convertir le PGA, qui dépend du type, de la magnitude et de la distance des séismes, en terme de ruptures de faille actives pour vérifier les hypothèses sur la source des séismes (interplaques ?) construites à partir de la description des turbidites.

L'analyse des temps de retour (RI) des paléo-séismes de $M_w \geq 7.3$, déduit de la datation des 41 turbidites synchrones sur les derniers 16 kyr, montre un RI préférentiel de 150 ± 50 ans et un RI médian de 310 ans. La différence entre ces deux valeurs s'explique par le fait que ce calendrier paléosismique correspond aux ruptures de trois failles dont l'interplaque qui présentent chacune des RI très différents (de 720 à 3340 ans).

Le calendrier des 20 ruptures du segment d'interface de Raukumara, extrait des 41 paléo-séismes de $M_w \geq 7.3$, présente un RI préférentiel et médian de 550 ± 50 et 560 ans, respectivement. Ces ruptures de l'interface s'organisent en périodes « actives », caractérisées par des RI entre 305 et 610 ans, et des périodes de « quiescence » caractérisées par des RI entre 1480 et 2650 ans. L'existence de périodes actives dont le RI est très inférieur au RI estimé empiriquement (1300-1670 ans ; Stirling et al., 2011) montre que l'interface est capable de provoquer des séismes de magnitudes inférieures aux valeurs empiriques estimées (M_w 8.2-8.4). L'estimation de la magnitude des séismes déduit des seuils de PGA suggère que des séismes interplaques de $M_w > 7.5$ sont suffisants pour déclencher des turbidites synchrones dans les trois rentrants de Poverty, Ruatoria et Matakaoa.

L'étude des turbidites permet de mettre en évidence des phénomènes de clustering (périodicité) des séismes puissants $M_w > 7.5$ sur la marge Nord Hikurangi, non déterminés par les modèles empiriques actuels.

L'enregistrement sédimentaire de la paléosismicité peut être polyphasé et contenir des séismes intraplaques déclenchés sur la plaque supérieure et des séismes interplaques. L'extraction du signal interplaque des turbidites est accomplie par l'utilisation de plusieurs proxy indépendants, comme la reconnaissance de particularités sédimentologiques des turbidites co-sismiques (étendue géographique, présence sur les hauts structuraux) et l'utilisation d'une approche d'estimation de l'effet des séismes sur la zone source des turbidites. Le calendrier des paléo-ruptures interplaques ne montre pas nécessairement une cyclicité régulière, mais présente un phénomène de clustering avec une alternance de périodes actives à temps de retour faibles et de périodes de quiescence. Ces dernières sont susceptibles de déclencher des séismes destructeurs, qui sont les plus dangereux en terme d'aléa sismique.

Perspectives :

Perspectives régionales :

Cette étude offre un enregistrement paléosismique unique de la marge Nord Hikurangi sur plusieurs milliers d'années avec un calendrier des ruptures interplaques du segment d'interface Raukumara ($M_w > 7.5$). La méthode de caractérisation des dépôts turbiditiques a permis de reconnaître les séismes comme le mécanisme déclencheur principal des systèmes sédimentaires de la marge Nord Hikurangi, et il est probable que cette relation soit valable pour la totalité de la marge Hikurangi. L'adaptation de cette méthode pourrait fournir des données essentielles dans l'analyse du risque sismique et la connaissance des mécanismes de la subduction Hikurangi :

- L'exporter à la région de Hawke Bay permettrait d'obtenir un enregistrement paleosismique du segment d'interplaque de Hawke Bay qui partage des caractéristiques similaires au segment de Raukumara en terme de longueur, de magnitude et temps de retour estimés empiriquement. Un travail précurseur fait par Lewis (1973) suggèrent jusqu'à neuf turbidites potentiellement déclenchées par des séismes au dessus du tephra de Waimihia ($RI = 380$ ans) dans le bassin de Madden qui se situe au Sud de Hawke Bay, dans une configuration morphologique similaire au rentrant de Poverty (large plateforme, large zone source des turbidites, localisation à la limite entre deux segments de l'interplaque : le segment Sud et Hawke Bay).
- L'extension de l'étude à la région de Hawke Bay permettrait de confirmer l'âge des ruptures du segment Hawke Bay suggérées par les turbidites du rentrant de Poverty 'cf. Chapitre 5), et de potentiellement identifier des ruptures conjointes des deux segments d'interface de Hawke Bay et de Raukumara, qui pourraient provoquer des séismes de $M_w 8.6$ (Wallace et al., 2009).

Du point de vue des études Source-to-Sink, nombreuses sur la marge Hikurangi notamment sur Hawke Bay et Poverty, l'étude systématique des bassins profonds jusque dans le fossé Hikurangi permettrait de compléter les bilans sédimentaires et de quantifier l'export de matériel hors des zones d'études actuelles, que sont les plateformes. Egalement, des analyses de provenance du matériel turbiditique (minéraux lourds, XRF, ...) permettraient d'estimer l'impact des courants sous-marins (comme le courant de East Cape – ECC) dans le transport latéral des sédiments. Des résultats préliminaires sur le système sédimentaire Waipaoa (bassin versant de la rivière Waipaoa, plateforme de Poverty, système sédimentaire de Paritu) montrent des incohérences entre le matériel érodé actuellement par la rivière et celui contenu dans les turbidites de Paritu (Marsaglia, com. pers.). L'apport du cadre chrono-stratigraphique fourni dans cette thèse donnerait une meilleure compréhension des mécanismes de transport et/ou de stockage.

Perspectives générales :

La caractérisation des turbidites co-sismiques et leur reconnaissance dans un enregistrement sédimentaire complexe apportent de nouveaux paramètres discriminants dans la méthode de la paléosismologie des turbidites. Les différents proxy utilisés dans cette étude (composition, foraminifères, carbone organique, granulométrie) facilitent l'identification de la zone source des turbidites (en haut de pente), de leur origine (slope failures) et de leur déclenchement par des séismes. Cette méthode en plusieurs étapes est adaptée aux zones sismogènes qui ne disposent pas de connaissances paléosismiques et devrait être exportable.

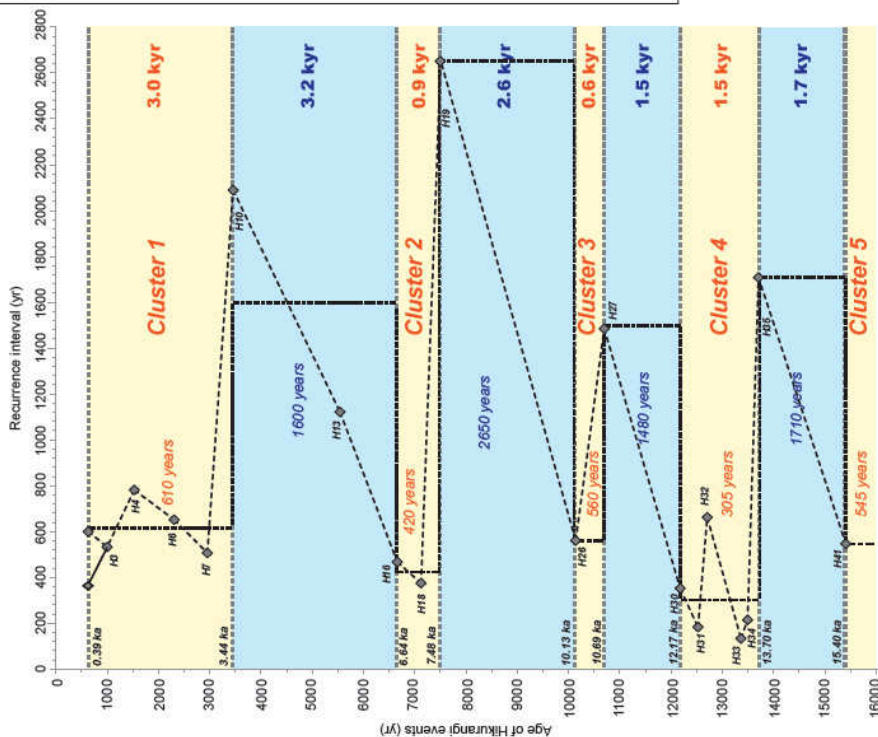
La mise en évidence d'un phénomène de clustering des ruptures de l'interface est une donnée nouvelle pour la marge Hikurangi, mais supposée dans d'autres zones de subductions (marge des Cascades, marge de Sumatra ; Goldfinger et al., 2010 ; Patton et al., 2010). Une comparaison des mécanismes de ruptures entre ces trois marges serait souhaitable pour améliorer notre connaissance des zones de subduction sur l'initiation des séismes dévastateurs ($M_w > 7.5$), et la nature et l'occurrence des ruptures asismiques (slow slip events ; Figure 0.1). Ce phénomène de clustering implique également des variations dans la magnitude des ruptures interplaques. Dans les mêmes conditions géodynamiques de convergence, et selon le modèle que plus l'intervalle intersismique et grand plus l'énergie libérée par la rupture est importante, les séismes des périodes de quiescence auront une magnitude bien plus importante que ceux des périodes de clustering. La confirmation de cette hypothèse permettrait de mieux prévenir les séismes de fortes magnitudes et faibles fréquences.

La caractérisation des turbidites de la marge Hikurangi apporte des arguments pour la définition d'un nouveau type de courants de turbidité, déclenché par les éruptions volcaniques. Une annexe présente l'hypothèse de formation de courants de turbidité volcanoclastiques par transformation de courants de densité verticaux, dont l'existence est pour l'instant uniquement confirmée en laboratoire. Un travail plus poussé sur l'exemple de la carotte Tan0810-6 associant observation sédimentologique et modèles analogique et numérique permettrait de reconnaître le déclenchement de ces courants de turbidité. Un parallèle intéressant pourrait également être fait entre la présence dans les séries sédimentaires de ces turbidites volcanoclastiques, dont l'épaisseur dépassent celle des niveaux de cendres classiques, et le déclenchement des avalanches de débris, voire des slopes failures selon l'hypothèse de Harders et al. (2010), qui prédit que les niveaux de cendres intercalés dans la sédimentation des marges actives constituent des surfaces de décollement préférentielles.

Figure 0.1 : Comparaison des temps de retour des séismes interplaques obtenus par la méthode de paléosismologie des turbidites (A) sur la marge Nord Hikurangi, (B) sur la marge de Sumatra, (C) sur la marge des Cascades. Les échelles verticales et horizontales sont identiques pour les trois graphiques. Les périodes dites actives de concentration d'événements (cluster) sont surlignées en jaunes, et s'opposent aux périodes dites de quiescence en bleu. Les points gris représentent un séisme (âge vrai), et le temps de retour moyen par période est pointé en pointillés larges noirs. Pour chaque période, sont reportés la durée (en gras à droite) et le temps de retour moyen (en italique, à gauche). Un tableau synthétise les valeurs de temps de retour des deux types de périodes ; noter la facteur 2 à 4 présent entre les périodes actives et de quiescence.

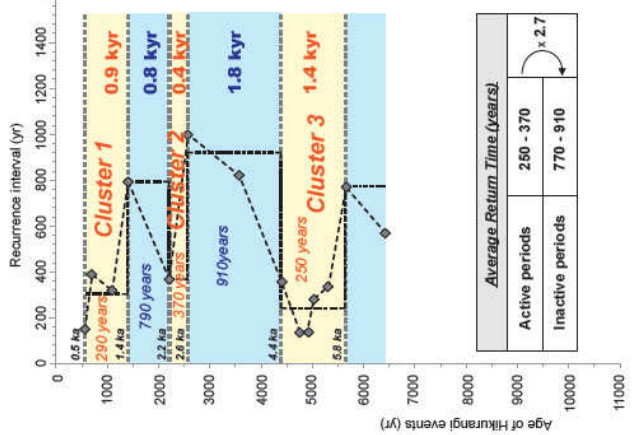
A

Northern Hikurangi Margin (19 events since 16.5 ka) *This study*



B

Sumatra Margin (19 events since 7 ka) *Patton et al., 2010 (AGU 2010)*

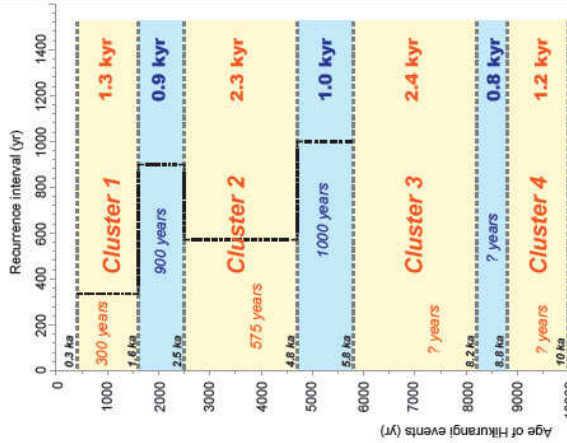


Average Return Time (years)	
Active periods	305 - 610
Inactive periods	1480 - 2650

$\times 3.8$

C

Cascadia Margin (18 events since 10 ka) *Goldfinger et al., 2010 (AGU 2010)*



Average Return Time (years)	
Active periods	300 - 575
Inactive periods	900 - 1000

$\times 2.2$

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS, J.** (1990). Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone : evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics* 9 : 569-583.
- ADDINGTON, L.D., KUEHL, S.A. AND MCNINCH, J.E.** (2007). Contrasting modes of shelf dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand. *Marine Geology* 243 : 18-30.
- ALEXANDER, C.R., WALSH, J.P. AND ORPIN, A.R.** (2010). Modern sediment dispersal and accumulation on the outer Poverty continental margin. *Marine Geology* 270: 213-226.
- ALLOWAY, B.V., LOWE, D.J., BARRELL, D.J.A., NEWNHAM, R.M., ALMOND, P.C., AUGUSTINUS, P.C., BERTLER, N.A.A., CARTER, L., LITCHFIELD, N.J., MCGLONE, M.S., SHULMEISTER, J., VANDERGOES, M.J., WILLIAMS, P.W. AND NZ-INTIMATE MEMBERS.** (2007). Towards a climate event stratigraphy for New Zealand over the past 30,000 years (NZ-INTIMATE project). *Journal of Quaternary Science* 22 : 9-35.
- ANDERSON, H. AND WEBB, T.** (1994). New Zealand seismicity : patterns revealed by the upgraded National Seismograph Network. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 37: 477-493.
- ANDERTON, P.W.** (1981). Structure and evolution of the South Wanganui Basin, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 24: 39-63.
- AVOUAC, J.P.** (2011). The lessons of Tohoku-Oki. *Nature* 475 : 300-301.
- BABONNEAU, N, SAVOYE, B, CREMER M AND GEZ, M.** (2004). Multiple terraces within the deep incised Zaire valley (ZaiAngo Project): are they confined levees? *In: Lomas, S.A. and Joseph, P., Confined turbidite systems* (pp.91-114). Geological Society Special Publication 222.
- BAILLEUL, J., ROBIN, C., CHANIER, F., GUILLOCHEAU, F., FIELD, B. AND FERRIERE, J.** (2007). Turbidite systems in the inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zealand) : New constraints on the development of trench-slope basins. *Journal of Sedimentary Research* 77: 263-283.
- BALANCE, P.F.** (1993). The paleo-Pacific, post-subduction, passive margin thermal relaxation sequence (Late Cretaceous-Paleogene) of the drifting New Zealand continent. *In: Balance, P.F., South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World, 2.* Elsevier, Amsterdam, pp. 93-110.
- BARNES, P.M.** (2009). Postglacial (after 20ka) dextral slip rate of the offshore Alpine fault, New Zealand. *Geology* 37 : 3-6.
- BARNES, P.M. AND NICOL, A.** (2004). Formation of an active thrust triangle zone associated with structural inversion in a subduction settings, eastern New Zealand. *Tectonics* 23, TC1015 (doi:10.1029/2002TC001449).
- BARNES, P.M., PONDARD, N.** (2010). Derivation of direct on-fault submarine paleoearthquake records from high-resolution seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11, Q11013, doi:10.1029/2010GC003254.
- BARROWS, T.T., O STONE, J., FIFIELD, L.K. AND CRESSWELL, R.G.** (2002). The timing of the Last Glacial Maximum in Australia. *Quaternary Science Review* 21 : 159-173.
- BEAVAN, J., TREGONING, P., BEVIS, M., KATO, T. AND MEERTENS, C.** (2002). Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation. *Journal of Geophysical Research* 107, NO. B10, 2261 (doi:10.1029/2001JB000282).
- BEAVAN, J., WANG, X., HOLDEN, C., WILSON, K, POWER, W., PRASETYA, G., BEVIS, M. AND KAUTOKE, R.** (2010). Near-simultaneous great earthquakes at Tonga megathrust and outer rise in September 2009. *Nature* 466: 959-964.

- BECK, C.** (2009). Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbance. *Earth-Science Reviews* 96 : 327-344.
- BECK, C., MERCIER DE LEPNAY, B., SCHNEIDER, J.L., CREMER, M., CAGATAY, N., WENDENBAUM, E., BOUTAREAUD, S., MENOT, G., SCHMIDT, S., WEBER, O., ERIS, K., ARMIJO, R., MEYER, B., PONDARD, N., GUTSCHER, M.A. AND THE MARMARACORE CRUISE PARTY.** (2007). Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology* 199 : 65-89.
- BERNE, S., LOUBRIEU, B. AND THE CALMAR SHIPBOARD PARTY.** (1999). Canyons and recent sedimentary processes on the Western Gulf of Lions margin, *C. R. Acad. Sci., Ser. Ila: Sci. Terre Planets* 328 : 471-477.
- BERRYMAN, K.** (1993). Age, height, and deformation of Holocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Tectonics* 12 : 1347-1364.
- BERRYMAN, K., BEU, A., IRWIN, S., COCHRAN, U., WILSON ET AL.** (submitted). A high resolution model for the formation of a Holocene marine terrace sequence.
- BLOTT, S.J., PYE, K.** (2001). Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 : 1237-1248.
- BLUMBERG, S., LAMY, F., ARZ, H.W., ECHTLER, H.M., WIEDICKE, M., HAUG, G.H AND ONCKEN, O.** (2008). Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin : A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 268 : 526-539.
- BOUMA, A.H.** (1962). Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. *Elsevier*: 168.
- BOUMA, A.H.** (2000). Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology* 17: 137-143.
- BOUMA, A.H.** (2004). Key controls on the characteristics of turbidite systems. In: Lomas, S.A. and Joseph, P., *Confined turbidite systems* (pp.9-12). Geological Society Special Publication 222.
- BOUMA, A.H., COLEMAN, J.M. AND DSDP LEG 96 SHIPBOARD SCIENTISTS.** (1985). Mississippi Fan: Leg 96 program and principal results. In: Bouma, A.H., Normark W.R., and Barnes, N.E., *Submarine fans and related turbidite systems* (pp. 247-252). New-York: Springer-Verlag.
- BOURRIN, F., DE MADRON, X.D., HEUSSNER, S. AND ESTORUNEL, C.** (2008). Impact of winter dense water formation on shelf sediment erosion (evidence from the Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Continental Shelf Research* 28: 1984-1999.
- BRACKLEY, H.L., BLAIR, N.E., TRUSTUM, N.A., CARTER, L., LEITHOLD, E.L., CANUEL, E.A., JOHNSTON, J.H., AND TATE, K.R.** (2010). Dispersal and transformation of organic carbon across an episodic, High sediment discharge continental margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270 : 202-212.
- BRONK-RAMSEY, C.** (2008). Depositional models for chronological records. *Quaternary Science Review* 27 : 42-60.
- BROOK, M.S. AND BROCK, B.W.** (2005). Valley morphology and glaciation in the Tararua Range, southern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 48 : 717-724.
- BROWN, L.J.** (1995). Holocene shoreline depositional processes at Poverty Bay, a tectonically active area, northeastern North-Island, New Zealand. *Quaternary International* 26, 21-33.

- BURET, C., CHANIER, F., FERRIERE, J. AND PROUST, J.N.** (1997). Individualisation d'un bassin d'avant-arc au cours du fonctionnement d'une marge active: la marge Hikurangi, Nouvelle Zélande. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 325: 615-621.
- BURGESS, P.M., HOVIUS, N.** (1998). Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. *Journal of Geological Society of London* 155, 217-222.
- CAMP, R.L.** (2009). Distribution of benthic foraminifera of the Waipaoa river margin, North Island, New Zealand: Implications for sediment transport. *Unpublished Master Thesis, East Carolina University*, 157p.
- CANALS, M., LASTRAS, G., URGULES, R., CASAMOR, J.L., MIENERT, J. CATTANEO, A., DE BASTIST, M., HAFLIDASON, H., IMBO, Y., LABERG, J.S., LONG, D., LONGVA, O., MASSON, D.G., SULTAN, N., TRINCARDI, F., BRYN, P.** (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COASTA project. *Marine Geology* 213 : 9-72.
- CANALS, M., PUIG, P., DURRIEU DE MADRON, X., HEUSSNER, S, PALANQUES, A. AND FABRES, J.** (2006). Flushing submarine canyons. *Nature* 444: 354-357.
- CANZ.** (2008). New Zealand Region Bathymetry, 1:4 000 000, 2nd edition. *NIWA chart, Miscellaneous Series N°85* <<http://bathymetry.co.nz/>>.
- CARTER, L.** (1992). Acoustical characterisation of seafloor sediments and its relationship to active sedimentary processes in Cook Strait, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 35: 289-300.
- CARTER, L.** (2001). A large submarine debris flow in the path of the Pacific deep western boundary current off New Zealand. *Geo-Marine Letters* 21: 42-50.
- CARTER, L. AND CARTER, R.M.** (1986). Holocene évolution of the nearshore sand wedge, South Otago continental shelf, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 29 : 413-424.
- CARTER, L. AND MANIGHETTI, B.** (2006). Glacial/Interglacial control of terrigenous and biogenic fluxes in the deep ocean off a high input, collisional margin: a 139 kyr record from New Zealand. *Marine Geology* 226: 307-322.
- CARTER, L., CARTER, R.M., MCCAVE, I.N.** (2004). Evolution of the sedimentary system beneath the deep Pacific inflow off eastern New Zealand. *Marine Geology* 205, 9-27.
- CARTER, L., CARTER, R.M., NELSON, C.S., FULTHORPE, C.S. AND NEIL, H.L.** (1990). Evolution of Pliocene to recent abyssal sediment waves on Bounty channel levees. *Marine Geology* 95: 97-109.
- CARTER, L., LAMARCHE, G., DUNKIN, M., MITCHELL, J., NORTHCOTE, L., WILCOX, S., KUEHL, S., ADDINGTON, L., KNISKERN, T., ROMINE, H., BRACKLEY, H., MIGEON, S., MCNINCH, J., MISALIS, J. AND SCIONE, J.** (2003). TAN0314 Research Voyage Report, *unpublished NIWA Internal report, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand*.
- CARTER, L., MANIGHETTI, B., ELLIOT, M., TUSTRUM, N. AND GOMEZ, B.** (2002). Source, sea level and circulation effects on the sediment flux to the deep ocean over the past 15 ka off eastern New Zealand. *Global and Planetary Change* 33: 339-355.
- CARTER, L., MANIGHETTI, B., GANSSEN, G., AND NORTHCOTE, L.** (2008). Southwest Pacific modulation of abrupt climate change during the Antarctic Cold Reversal – Younger Dryas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 260 : 284-298.

- CARTER, L., NELSON, C.S., NEIL, H.L. AND FROGGATT, P.C. (1995). Correlation, dispersal, and preservation of the Kawakawa Tephra and other late Quaternary tephra layers in the Southwest Pacific Ocean. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 38: 29-46.
- CARTER, L., ORPIN, A.R. AND KUEHL, S.A. (2010). From mountain source to ocean sink – the passage of sediment across an active margin, Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270: 1-10.
- CHAN, M.A. AND DOTT, J.R.H. (1983). Shelf and Deep-Sea Sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon-Fan or Non-Fan? *AAPG Bulletin* 67: 2100-2116.
- CHANIER, F, BURET, C., FERRIER, J. AND LARROQUE, C. (1994). Le bassin avant-arc de la marge néo-zélandaise. In: Les Bassins d'avant-chaines, Séance de la Société Géologique de France, Grenoble. *Geologie Alpine*, Serie spéciale Résumé de Colloques, 4, 20-21.
- CHANIER, F., FERRIERE, J., ANGELIER, J. (1999). Extensional deformation across an active margin, relations with subsidence, uplift, and rotations: The Hikurangi subduction, New Zealand. *Tectonics* 18: 862-876.
- CHISWELL, S.M. (2000). The Wairarapa Coastal Current. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 34: 303-315.
- CIFUENTES, I. (1989). The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 94 : 665-680.
- CLARK, J.D., KENYON, N.H. AND PICKERING, K.T. (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology*: 633-636.
- CLARK, K., BERRYMAN, K., LITCHFIELD, N., COCHRAN, U., AND LITTLE, T. (2010). Evaluating the coastal deformation mechanisms of the Raukumara Peninsula, northern Hikurangi subduction margin, New Zealand and insights into forearc uplift processes. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 53: 341-358.
- CLAUZON, G. (1978). Messinian Var canyon (Provence, Southern France) – paleogeographic implications. *Marine Geology* 27: 231-246.
- CLIFT, P. AND VANNUCHI, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 42, RG2001 (doi:10.1029/2003RG000127).
- COCHRAN, U., BERRYMAN, K., ZACHARIASEN, J., MILDENHALL, D., HAYWARD, B., SOUTHALL, K., HOLLIS, C., BARKER, P., WALLACE, L., ALLOWAY, B. AND WILSON, K. (2006). Paleogeological insights into subduction zone earthquake occurrence, eastern North Island, New Zealand. *GSA Bulletin* 118: 1051-1074.
- COLLOT, J.Y., DELTEIL, J., LEWIS, K.B., DAVY, B., LAMARCHE, G., AUDRU, J.C., BARNES, P., CHANIER, F., CHAUMILLON, E., LALLEMAND, S., MERCIER DE LEPINAY, B., ORPIN, A., PELLETIER, B., SOSSON, M., TOUSSAINT, B. AND URUSKI, C. (1996). From oblique subduction to intra-continental transpression: structures of the southern Kermadec-Hikurangi Margin from multibeam bathymetry, side-scan sonar and seismic reflection. *Marine Geophysical Researches* 18: 357-381.
- COLLOT, J.Y., LEWIS, K., LAMARCHE, G. AND LALLEMAND, S. (2001). The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research* 106, 19,271-19,297.
- COUSINS, W.J., ZHAO, J.X., PERRIN, N.D., ET AL. (1999). A model for the attenuation of peak ground acceleration in New Zealand earthquakes based on seismograph and accelerograph data. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 32, 193-220.

- COVAULT, J.A., GRAHAM, S.A. (2010). Submarine fans at all sea-level stands: tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology* 38, 939-942.
- DADSON, S.J., HOVIUS, N., CHEN, H., DADE, W.B., HSIEH, M.L., WILLETT, S.D., HU, J.C., HORNG, M.J., CHEN, M.C., STARK, C.P., LAGUE, D. AND LIN, J.C (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426: 648-651.
- DADSON, S.J., HOVIUS, N., CHEN, H., DADE, W.B., LIN, J.C., HSU, M.L., LIN, C.W., HORNG, M.J., CHEN, T.C., MILLIMAN, J., AND STARK, C.P. (2004). Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. *Geology* 32 : 733-736.
- DADSON, S.J., HOVIUS, N., PEGG, S., DADE, W.B., HORNG, M.J. AND CHEN, H. (2005). Hyperpycnal river flows an active mountain belt. *Journal of Geophysical Research* 110, F04016.
- DALRYMPLE, M., PROSSER, J., WILLIAMS, B. (1998). A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the statfjord formation (United Kingdom, northern North Sea). In: Shanley, K.W., McCabe, P.J. Relative Role of Eustasy, climate, and tectonism in continental rocks 59, 65-81.
- DAN, G., SULTAN, N., SAVOYE, B., DEVERCHERE, J. AND YELLES, K. (2009). Quantifying the role of sandy-silty sediment in generating slope failures during earthquakes: example from the Algerian margin. *International Journal of Earth Science* 98: 769-789.
- DAVEY, F.J., HENRYS, S. AND LODOLO, E. (1997). A seismic crustal section across the East Cape convergent margin, New Zealand. *Tectonophysics* 269: 199-215.
- DAWSON, A.G. AND STEWART, I. (2008). Offshore tractive current deposition: the forgotten tsunami sedimentation process. In: Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. and Minoura, K. *Tsunamiites: features and implications*. Elsevier, Amsterdam, 411p.
- DEMETS, C., GRODON, R.G., ARGUS, D.F. AND STEIN, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21: 2191-2194.
- DOSER, D.I., AND WEBB, T.H. (2003). Source parameters of large historical (1917-1961) earthquakes, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International* 152 : 795-832.
- DOUGLAS, J. (2010). A comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000). *Engineering Seismology and Earthquake Engineering Report n°01.1, Imperial College of Science, Technology and Medicine, London*, 144p.
- DOWNES, G., WEBB, T., MCSAVENEY, M., DARBY, D., DOSER, D., CHAGUE-GOFF, C., AND BARNETT, A. (2000). The March 25 and May 17 1947 Gisborne earthquakes and tsunamis : implication for tsunami hazard for East Coast, North Island, New Zealand. *Tsunami Risk Assessment Beyond 2000, Moscow Tsunami Workshop 2000*.
- DOWNES, G.L. (1995). Atlas of isoseismal maps of New Zealand earthquakes. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph 11*.
- ESCHARD, R. ALBOUY, E., DESCHAMPS, R., EUZEN, T. AND AYUB, A. (2003). Downstream evolution of turbiditic channel complexes in the Pab Range outcrops (Maastrichtian, Pakistan). *Marine and Petroleum Geology* 20: 691-710.
- FAUGERES, J.C AND STOW, D.A.V. (1993). Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology* 82: 287-297.
- FAUGERES, J.C, STOW, D.A.V., IMBERT, P, AND VIANA, A. (1999). Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162, 1-38.

- FAUGERES, J.C., GONTHIER, E. AND STOW, D.A.V.** (1984). Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12: 296-300.
- FIELD, B.D., URUSKI, C.I. ET AL.** (1997). Cretaceous-Cenozoic geology and petroleum systems of the East Coast region, New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph* 2, 94p.
- FIELD, M.E., GARDNER, J.V. AND PRIOR, D.B.** (1999). Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope. *Marine Geology* 154: 271-286.
- FISHER, R.V.** (1983). Flow transformations in gravity flows. *Geology* 11: 273-274.
- FLOOD, R.D. AND PIPER, D.J.W.** (1997). Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. *In: Flood, R. D., Piper, D. J. W., Klaus, A. and Peterson, L. C., Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (pp. 653-675).
- FLOOD, R.D., MANLEY, P.L., KOWSMANN, R.O., APPI, C.J. AND PIRMEZ, C.** (1991). Seismic facies and Late Quaternary growth of Amazon submarine fan. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. S.-V. N. Y. Inc. : 415-433.
- FOREL, F. A.** (1887). Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le Lac Léman. *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.* 23, 85-107.
- FOSTER, G. AND CARTER, L.** (1997). Mud sedimentation on the continental shelf at an accretionary margin, Poverty Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 40: 157-173.
- GALLOWAY, W.E.** (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin* 82: 569-595.
- GARCIA, M., ALONSO, B., ERCILLA, G. AND GRACIA, E.** (2009). The tributary valley systems of the Almeria Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): Sedimentary architecture. *Marine Geology* 226: 207-223.
- GERBER, T.P., PRATSON, L.F., KUEHL, S., WALSH, J.P., ALEXANDER, C. AND PALMER, A.** (2010). The influence of sea level and tectonics on Late Pleistocene through Holocene sediment storage along the high-sediment supply Waipaoa continental shelf. *Marine Geology* 270: 139-159.
- GERVAIS, A., MULDER, T., SAVOYE, B., MIGEON S. AND CREMER, M.** (2001). Recent processes of levee formation on the Zaire deep-sea fan. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planetes* 332: 371-378.
- GIBB, J.** (1986). New Zealand regional Holocene eustatic sea-level curve and its application to determination of vertical tectonic movements. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24 : 377-395.
- GILLIES, P.N. AND DAVEY, F.J.** (1986). Seismic reflection and refraction studies of the Raukumara forearc basin, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 29: 391-403.
- GOFF, J. AND DOMINEY-HOWES, D.** (2009). Australasian palaeotsunamis – Do Australia and New Zealand have a shared trans-Tasman prehistory? *Earth-Science Reviews* 97: 147-154.
- GOLDFINGER, C., GRIJALVA, K., BURGMANN, R., MOREY, A.E., JOHNSON, J.E., NELSON, C.H., GUTIERREZ-PASTOR, J., ERIKSSON, A. KARABANOV, E., CHAYTOR, J.D., PATTON, J., AND GRACIA, E.** (2008). Late Holocene rupture of the northern San Andreas Fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone. *Bulletin of Seismological Society of America* 98: 861-889.

- GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., NELSON, C.H., GUTIERREZ-PASTOR, J., JOHNSON, J.E., KARABANOV, E., CHAYTOR, J., ERIKSSON, A. AND SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2007).** Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coastsegments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 9-27.
- GOLDFINGER, C., NELSON, C.H., JOHNSON, AND SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2003).** Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies : the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault Systems. *Annal of Geophysics* 46 : 1169-1194.
- GOLDFINGER, C., WITTER, R.C., PRIEST, G.R., WANG, K., ZHANG, Y.J., PATTON, J. AND BEESON, J. (2010).** Cascadia supercycles: Evidence of clustering and Holocene history of energy management from the long Cascadia paleoseismic record. *Abstract AGU Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis*, Chile, May 2010.
- GOMEZ, B., CARTER, L., AND TRUSTRUM, N.A. (2007).** A 2400 yr record of natural évents and anthropogenic impacts in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores : Waipaoa sedimentary system. *Geological Society of America Bulletin* 119: 1415-1432.
- GOMEZ, B., CARTER, L., TRUSTRUM, N.A., PALMER, A.S., AND ROBERTS, A.P. (2004).** El Nino-Southern oscillation signal associated with middle Holocene climate change in intercorrelated terrestrial and marine sediment cores, North Island, New Zealand. *Geology* 32: 653-656.
- GORSLINE, D.S., DE DIEGO, T., AND NAVA-SANCHEZ, E.H. (2000).** Seismically triggered turbidites in small basins : Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Bordeland. *Sedimentary Geology* 135: 21-35.
- GRACIA, E., VIZCAINO, A., ESCUTIA, C., ASIOLI, A., RODES, A., PALLAS, R., GARCIA-ORELLANA, J., LEBREIRO, S. AND GOLDFINGER, C. (2010).** Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews* 29: 1156-1172.
- GRAPES, R.H., AND DOWNES, G. (1997).** The 1855 Wairarapa, New Zealand, earthquake – Analysis of historical data. *New Zealand Society of Earthquake Engineering* 30: 271-369.
- GUTIERREY-PASTOR, J., NELSON, H.C., GOLDFINGER, C., JOHNSON, J.E., ESCUTIA, C., ERIKSSON, A., MOREY, A.E. AND THE SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (2009).** Earthquake control of Holocene turbidite frequency confirmed by hemipelagic seimentation chronology on the Cascadia and northern California active continental margins. External Controls on Deep-Water Depositional Systems. Kneller, B., Martinsen, O.J. and McCaffrey, B. SEPM Special Publication N°92.
- HAMILTON, E.L. (1976).** Shear-wave velocity versus depth in marine sédiments : a review. *Geophysics* 41: 985-996.
- HAMPTON, M.A. (1972).** The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 42: 775-793.
- HANCOX, G.T., PERRIN, N.D., DELLOW, G.D. (2002).** Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering* 35 : 59-95.
- HANKS, T.C., KANAMORI H. (1979).** A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84 : 2348-2350.
- HARDERS, R., KUTTEROLF, S., HENSEN, C. MOERZ, T. AND BRUECKMANN, W. (2010).** Tephra layers: a controlling factor on submarine translational sliding? *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11, Q05S23 (doi:10.1029/2009GC002844).

- HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W., AND BARKER, S.** (2009). Hybrid sédiment gravity-flow deposits – Classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology* 26 : 1900-1918.
- HAYWARD, B.W., GRENFELL, H.R., SABAA, A.T., CARTER, R., COCHRAN, U., LIPPS, J.H., SHANE, P.R. AND MORLEY, M.S.** (2006). Micropaleontological evidence of large earthquakes in the past 7200 years in southern Hawke's Bay, New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 25: 1186-1207.
- HAYWARD, B.W., GRENFELL, H.R., SABAA, A.T., NEIL, H.L. AND BUZAS, M.A.** (2010). Recent New Zealand deep-water benthic foraminifera : Taxonomy, ecologic distribution, biogeography and use in paleoenvironmental assessment. *Institute Of Geological and Nuclear Sciences Monograph, Lower Hutt, New Zealand* 26, 363p.
- HELLER, P.L. AND DICKINSON, W.R.** (1985). Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin* 69: 960-976.
- HESS, S. AND KUHN, W.** (1996). Deep-sea benthic foraminiferal recolonisation of the 1991 Mt Pinatubo ash layer in the South China Sea. *Marine Micropaleontology* 28 : 171-197.
- HICKS, D.M. AND SHANKAR, U.** (2003). Sediment yield from New Zealand rivers. *NIWA chart, Miscellaneous series N.79*. National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- HICKS, D.M., GOMEZ, B. AND TRISTRUP, N.A.** (2004). Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at river mouths: East Coast continental margin, North Island, New Zealand. *The Journal of Geology* 112: 471-485.
- HIGHAM, T.F.G., AND HOGG, A.G.** (1995). Radiocarbon dating of prehistoric shell from New Zealand and calculation of the Delta R value using fish otoliths. *Radiocarbon* 37 : 409-416.
- HOLLISTER, C.D. AND MCCAVE, N.** (1984). Sedimentation under benthic storms. *Nature* 309: 220-225.
- HUH, C.A., SU, C.C., LIANG, W.T. AND LING, C.Y.** (2004). Linkage between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. *Geophysical Research Letters* 31, L12304 (doi:10.1029/2004GL019731).
- IVANOV, V.V., SHAPIRO, G.I., HUTHNANCE, J.M., ALEJNIK, D.L. AND GOLOVIN, P.N.** (2004). Cascades of dense water around the world ocean. *Progress in oceanography* 60: 47-98.
- IZUMI, N.** (2004). The formation of submarine gullies by turbidity currents. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 109, C03048 (doi:10.1029/2003JC001898).
- JOANNE, C.** (2008). Le complexe d'instabilités sous-marines de Matakaoa au large d'East Cape, Nouvelle-Zélande. Processus de transport en masse et impact des mega-instabilités sur l'architecture et l'évolution de la marge continentale. *Ph.D Thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice*, 246pp.
- JOANNE, C., COLLOT, J.Y., LAMARCHE, G. AND MIGEON, S.** (2010). Continental slope reconstruction after a giant mass failure, the example of the Matakaoa Margin, New Zealand. *Marine Geology* 270: 67-84.
- KAGAN, E., STEIN, M., AGNON, A., NEUMANN, F.** (2011). Intrabasin paleoearthquake and quiescence correlation of the Late Holocene Dead Sea. *Journal of Geophysical Research* 116, B04311, doi:10.1029/2010JB007452.
- KALISH, J.M.** (1993). Pre-bomb and post-bomb radiocarbon in fish otoliths. *Earth and Planetary Sciences Letters* 114 : 549-554.

- KAMP, P.J.J., VONK, A.J., BLAND, K.J., HANSEN, R.J., HENDY, A.J.W., MCINTYRE, A.P., NGATAI, M., CARTWRIGHT, S.J., HAYTON, S. AND NELSON, C.S.** (2004). Neogene stratigraphic architecture and tectonic evolution of Wanganui, King Country and eastern Taranaki Basins, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47: 625-644.
- KANAMORI, H.** (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 80: 2981-2986.
- KEEFER, D.K.** (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geophysical Society of America Bulletin* 95: 406-421.
- KEEFER, D.K.** (2000). Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology* 58 : 231-249.
- KEEFER, D.K., WARTMAN, J., OCHOA, C.N., RODRIGUEZ-MAREK, A., AND WIECZOREK, G.F.** (2006). Landslides caused by the M7.6 Tecoman, Mexico earthquake of January 21 2003. *Engineering Geology* 86 : 183-197.
- KELZEY, H.M., HULL, A.G., CASHMAN, S.M., BERRYMAN, K.R., CASHMAN, P.H., TREXLER, J.H., AND BEGG, J.G.** (1998). Paleoseismology of an active reverse fault in a forearc setting : the Poukawa fault zone, Hikurangi forearc, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin* 110 : 1123-1148.
- KETTNER, A.J., GOMEZ, B. AND SYVITSKI, P.M.** (2007). Modeling suspended sediment discharge from the Waipaoa River system, New Zealand: the last 3,000 years. *Water Resources Research* 43, W07411, doi:10.1029/2006WR005570.
- KHRIPOUNOFF, A., VANGRIESHEIM, A., BABONNEAU, N., CRASSOUS, P., DENNIELOU, B AND SAVOYE, B.** (2003). Direct observations of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology* 194: 151-158.
- KLINGER, Y., ETCHEBES, M., TAPPONNIER, P. AND NARTEAU, C.** (2011). Characteristics slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China. *Nature* 4: 389-392.
- KNELLER, B.** (2003). The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Marine and Petroleum Geology* 20: 901-910.
- KNELLER, B.C.** (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Characterization of Deep Marine Clastic Systems. A. J. Hartley and D. J. Prosser, *Geological Society Special Publication*: 31-49.
- KNELLER, B.C. AND BUCKEE, C.** (2000). The structure and fluid mechanisms of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47: 62-94.
- KNISKERN, T.A., KUEHL, S.T., HARRIS, C.K. AND CARTER, L.** (2010). Sediment accumulation patterns and fine-scale strata formation on the Waiapu River shelf, New Zealand. *Marine Geology* 270: 188-201.
- KOHN, B.P. AND GLASBY, G.P.** (1978). Tephra distribution and sedimentation rates in the Bay of Plenty, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 21: 49-70.
- KOLLA, V., POSAMENTIER, H.W. AND WOOD, L.J.** (2007). Deep-water and fluvial sinuous channels – Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. *Marine and Petroleum Geology* 24: 388-405.
- KUENEN, P. H. AND MIGLIORINI, C. I.** (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology* 58 : 91- 127.

- KUIJPERS, A. AND WEAVER, P.P.E. (1983). Deep sea turbidites from the Northwest African continental margin. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 38: 147-164.
- LALLEMAND, S., HEURET, A. AND BOUTELIER, D. (2003). Control of slab dip on upper plate strain regime in subduction zones. *Abstract AGU-EUG-EGS Joint Assembly*, Nice, April 2003.
- LALLEMAND, S., HEURET, A., BOUTELIER, D. (2005a). On the relationship between slip dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q09006 (doi:10.1029/2005GC000917).
- LALLEMAND, S., HUCHON, P., JOLIVET, L., AND PROUTEAU, G. (2005b). Convergence lithosphérique. *Société géologique de France*. Vuibert, Paris: 182p.
- LAMARCHE, G., BARNES, P.M. AND BULL, J.M. (2006). Faulting and extension rate over the last 20,000 years in the offshore Whakatane Graben, New Zealand continental shelf. *Tectonics* 25, TC4005 (doi:10.1029/2005TC001886).
- LAMARCHE, G., JOANNE, C. AND COLLOT, J.Y. (2008a). Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa submarine instability complex. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9, Q04001 (doi:10.1029/2007GC001843).
- LAMARCHE, G., ORPIN, A., WILCOX, S., VERDIER, A.-L., AMYES, D., WOELZ, S. AND MCGILL, K. (2008b). R.V. Tangaraoa TAN0810 Voyage Report: Transfer of extensional deformation, submarine instabilities and paleoearthquake proxy. In: 135, unpublished NIWA Internal report N°135, National Institute of Water and Atmospheric Research, Wellington, New Zealand.
- LAMARCHE, G., PROUST, J.N. AND NODDER, S.C. (2005). Long-term slip rates and fault interactions under low contractional strain, Wanganui Basin, New Zealand. *Tectonics* 24, TC4004 (doi:10.1029/2004TC001699).
- LAVAL, A., CREMER, M., BEGHIN, P. AND RAVENNE, C. (1988). Density surges : two dimensional experiments. *Sedimentology*: 73-84.
- LAY, T., AMMON, C.J., KANAMORI, H., RIVIERA, L., KOPER, K.D. AND HUTKO, A.R. (2010). Deep sea turbidites from the Northwest African continental margin. *Nature* 466: 964-968.
- LEE, H., LOCAT, J., DARTNELL, P., ISRAEL, K. AND WONG, F. (1999). Regional variability of slope stability: application to the Eel margin, California. *Marine Geology* 154: 305-321.
- LEE, H.J. AND EDWARDS, B.D. (1986). Regional method to assess offshore slope stability. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 112:486-509.
- LEWIS, K.B. (1973). Ashes, turbidites, and rates of sedimentation on the continental slope off Hawkes Bay. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 16: 439-454.
- LEWIS, K.B. (1980). Quaternary sedimentation on the Hikurangi oblique-subduction and transform margin, New Zealand. In: Balance, P.F. and Reading, H.G. *Sedimentation in oblique slip mobile zone. Special publication International Association of Sedimentologists* 4: 171-189.
- LEWIS, K.B. AND BARNES, P.M. (1999). Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology* 162: 39-69.
- LEWIS, K.B. AND PANTIN, H.M. (2002). Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology* 192: 123-151.
- LEWIS, K.B. AND PETTINGA, J.R. (1993). The emerging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi margin. In: Balance, P.F. *South Pacific Sedimentary Basins. Sedimentary Basins of the World* 2, Basins of the Southwest Pacific (pp. 225-250).

- LEWIS, K.B., COLLOT, J.Y. AND LALLEMAND, S.E.** (1998). The dammed Hikurangi Trough: a channel-fed trench blocked by subducting seamounts and their wake avalanche. *Basin Research* 10: 441-468.
- LEWIS, K.B., LALLEMAND, S.E. AND CARTER, L.** (2004). Collapse in a Quaternary shelf basin off East Cape, New Zealand: evidence for passage of a subducted seamount inboard of the Ruatoria giant avalanche. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47: 415-429.
- LIENKAEMPER, J.J. AND BRONK RAMSEY, C.** (2009). OxcCal: Versatile Tool for developing Paleoseismicity chronologies – a primer. *Seismological Research Letters* 80: 431-434.
- LITCHFIELD, N., WILSON, K., BERRYMAN, K. AND WALLACE, L.** (2010). Coastal uplift mechanisms at Pakarua River mouth: constraints from a combined Holocene fluvial and marine terrace dataset. *Marine Geology* 270: 72-83.
- LITCHFIELD, N.J. AND BERRYMAN, K.R.** (2005). Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand : implications for climate and baselevel controls. *Geomorphology* 68: 291-313.
- LOWE, D.J.** (2011). Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* 6: 107-153.
- LOWE, D.J., SHANE, P.A.R., ALLOWAY, B.V., AND NEWNHAM, R.M.** (2008). Fingerprints and age models for widespread New Zealand tephra marker beds erupted since 30,000 years ago : a framework for NZ-INTIMATE. *Quaternary Science Reviews* 27 : 95-126.
- LOWE, D.R.** (1982). Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* 52: 279-297.
- LYKOUSIS, V., ROUSSAKIS, G., ALEXANDRI, M., PAVLAKIS, P. AND PAPOULIA, I.** (2002). Sliding and regional slope instability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean). *Marine Geology* 186: 281-298.
- MA, Y., DONELSON, W. AND FRIEDRICH, C.T.** (2008). Observations of sediment transport on the continental shelf off the mouth of the Waipua River, New Zealand: Evidence for current-supported gravity flows. *Continental Shelf Research* 28: 516-532.
- MADARIAGA, R. AND PERRIER, G.** (1991). Les tremblements de terre. *Presse du CNRS, Paris*, 210p.
- MANVILLE, V., AND WILSON, C.J.N.** (2004). Vertical density currents : a review of their potential role in the deposition and interpretation of deep-sea ash layers. *Journal of the Geological Society, London* 161: 947-958.
- MARCO, S., STEIN, M., AGNON, A., RON, H.** (1996). Long-term earthquake clustering: a 50,000 year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research* 101: 6179-6191.
- MAS, V., MULDER, T., DENNIELOU, B., SCHMIDT, S., KHRIPOUNOFF, A., SAVOYE, B.** (2010). Multiscale spatio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite system (North-Western Mediterranean Sea). *Marine Geology* 275 : 37-52.
- MAYALL, M., JONES, E. AND CASEY M.** (2006). Turbidite channel reservoirs – Key elements in facies prediction and effective development. *Marine and Petroleum Geology* 23: 821-841.
- MCCARTHER, J.L. AND SHEPHERD, M.J.** (1990). Late Quaternary glaciation of Mt Ruapehu, North Island, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 20: 287-296.
- MCCAVE, I.N. AND CARTER, L.** (1997). Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand. *Deep-Sea Research* 44: 1203-1237.

- MCGINTY, P., DARBY, D., AND HAINES, J.** (2001). Earthquake triggering in the Hawke's Bay, New Zealand, région from 1931 to 1934 as inferred from elastic dislocation and static stress modelling. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 106 : 26593-26604.
- MCGLONE, M.S.** (2001). A late Quaternary pollen record from marine core P69, southeastern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44: 69-77.
- MCGLONE, M.S. AND WILMSHURST, J.M.** (1999). Dating initial Maori environmental impacts in New Zealand. *Quaternary International* 59: 5-16.
- MCGLONE, M.S., ANDERSON, A.J. AND HOLDAWAY, R.N.** (1994). An ecological approach to the Polynesian settlement of New Zealand. In: Sutton, D.G. *The origins of the first New Zealanders*. Auckland University Press (pp. 136-163).
- MCHUGH, C.M., SEEGER, L., BRAUDY, N., CORMIER, M.H., DAVIS, M.B., DIEBOLD, J.B., DIEUDONNE, N., DOUILLY, R., GULICK, S.P.S., HORNBACH, M.J., JOHNSON III, H.E., RYAN MISKIN, K., SORLIEN, C.C., STECKLER, M.S., SYMITHE, S.J., AND TEMPLETON, J.** (2011). Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology* 39: 723-726.
- MCHUGH, C.M.G., SEEGER, L., CORMIER, M.H., DUTTON, J., CAGATAY, N., POLONIA, A., RYAN, W.B.F., AND GORUR, N.** (2006). Submarine earthquake geology along the North Anatolian Fault in the Marmara Sea, Turkey : A model for transform basin sedimentation. *Earth and Planetary Science Letters* 248 : 661-684.
- MEUNIER, P., HOVIUS, AND HAINES, J.A.** (2007). Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letter* 34, L20408, doi :10.1029/2007GL031337.
- MEUNIER, P., HOVIUS, AND HAINES, J.A.** (2008). Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Sciences Letters* 275 : 221-232.
- MIDDLETON, G.V. AND HAMPTON, M.A.** (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Turbidity and Deep Water Sedimentation. G. V. Middleton and A. H. Bouma, SEPM: 1-38.
- MILDENHALL, D.C. AND ORPIN, A.R.** (2010). Terrestrial palynology from marine cores as an indicator of environmental change for the Waipaoa Sedimentary System and north-eastern New Zealand. *Marine Geology* 270 : 227-234.
- MILLER, A.J., AND KUELH.** (2010). Shelf sedimentation on a tectonically active margin : A modern sediment budget for Poverty continental shelf, New Zealand. *Marine Geology* 270 : 175-187.
- MIX, A.C., BARD, E., AND SCHNEIDER, R.** (2001). Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20 : 627-657.
- MOHRIG, D., WHIPPLE, K.X., HONDZO, M., ELLIS, C. AND PARKER, G.** (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *GSA Bulletin* 110: 387-394.
- MONTENAT, C., BARRIER, P., OTT D'ESTEVOU, P. AND HIBSCH, C.** (2007). Seismites: an attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196: 5-30.
- MOUNTJOY, J.J., MCKEAN, J., BARNES, P.M AND PETTINGA, J.R.** (2009). Terrestrial-style slow-moving earthflow kinematics in a submarine landslide complex. *Marine Geology* 270: 11-127.
- MOUNTJOY, J.J.** (2009). Development of submarine canyon systems on active margins: Hikurangi Margin, New Zealand. *Ph.D. Thesis, University of Canterbury, Christchurch*, 247p.

- MOUNTJOY, J.J. AND BARNES, P.M.** (2011). Active upper plate thrust faulting in régions of low plate interface coupling, repeated slow slip events, and coastal uplift : example from the Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, doi :10.1029/2010GC003326.
- MOUNTJOY, J.J. AND MICALLEF, A.** (2011). Polyphase emplacement of a 30 km³ blocky debris avalanche and its rôle in slope-gully development, In *Submarine Mass Movement and Their Consequences, Advances in Natural and Technological Hazards Research* 31, doi :10.1007/978-94-007-2162-3_19.
- MULDER, T. AND ALEXANDER, J.** (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- MULDER, T. AND COCHONAT, P.** (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66: 43-57.
- MULDER, T. AND SYVITSKI, J.P.M.** (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299.
- MULDER, T., MIGEON, S., SAVOYE, B. AND FAUGÈRES, J.C.** (2001a). Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21: 86-93.
- MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J.P.M. AND PARIZE O.** (1996). Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain. *Oceanologica Acta* 20:607-626.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGERES J.C. AND SAVOYE, B.** (2003). Marine hyperpycnal flows : initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20 : 861-882.
- MULDER, T., WEBER, O., ANSCHUTZ, P, JORISSEN, F.J., JOUANNEAU, J.M.** (2001b). A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* 21: 149-156.
- MUTTI, E.** (1979). Turbidites et cônes sous-marins profonds. Sédimentation détritique (Fluviatile, Littorale et Marine). P. Homewood, *Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse*: 353-419.
- MUTTI, E.** (1992). Turbidite sandstone. *Agip Special Publication* Milan, Italy: 275 p.
- MUTTI, E. AND NORMARK, W.R.** (1991). An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: Weimer, P. and Link, M. H. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New-York, Springer-Verlag.
- MUTTI, E. AND RICCI LUCCHI, F.** (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). *International Geology Review* 20: 125-166.
- NAKAJIMA, T.** (2006). Hyperpycnites deposited 700 km away from river mouths in the central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research* 76 : 60-73.
- NAKAJIMA, T. AND KANAI, Y.** (2000). Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology* 135: 1-19.
- NAKAJIMA, T., KATAYAMA, H. AND ITAKI, T.** (2009). Climatic control on turbidite deposition during the last 70 kyr along the Toyoma deep-sea channel, central Japan Sea. External Controls on Deep-Water Depositional Systems. Kneller, B., Martinsen, O.J. and McCaffrey, B. *SEPM Special Publication N°92*.

- NELSON, C.H., MALDONADO, A., COUMES, F., GOT, F. AND MONACO, A. (1985). Ebro fan, Mediterranean. Submarine fans and related turbidite sequences. Bouma, A. H., Barnes, N. E. and Normak, W. R. New-York, Springer-Verlag: 121-127.
- NICOL, A. AND WALLACE, L.M. (2007). Temporal stability of deformation rates: comparison of geological and geodetic observations, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 258: 397-413.
- NICOL, A., MAZENGARD, C., CHANIER, F., RAIT, G., URUSKI, C. AND WALLACE, L. (2007). Tectonic evolution of the active Hikurangi subduction margin, New Zealand, since the Oligocene. *Tectonics* 26, TC4002 (doi:10.1029/2006TC002090).
- NODA, A., TUZINO, T., KANAI, Y., FURUKAWA, R. AND UCHIDA, J. (2008). Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Marine Geology* 254: 73-90.
- NODDER, S.D., LAMARCHE, G., PROUST, J.N., STIRLING, M. (2007). Characterizing earthquake recurrence parameters for offshore faults in the low-strain, compressional Kapiti-Manawatu Fault System. *Journal of Geophysical Research* 112, B12102, doi:10.1029/2007JB005019.
- NORMAK, W.R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin* 54: 2170-2195.
- NORMARK, W.R. (1978). Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments. *AAPG Bulletin* 62: 912-931.
- NORMARK, W.R. AND PIPER, D.J.W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)* 46: 207-230.
- NORMARK, W.R., GORDON, R.H., STOW, D.A.V. AND BOWEN, A.J. (1980). Sediment waves on the Monterey fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology* 37: 1-18.
- NORMARK, W.R., PIPER, D.J.M., POSAMENTIER, H., PIRMEZ, C. AND MIGEON, S. (2002). Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees. *Marine Geology* 192: 23-58.
- OKUDA, M., SHULMEISTER, J. AND FLENLEY, J.R. (2002). Vegetation changes and their climatic implication for the late Pleistocene at Lake Poukawa, Hawke Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33 : 269-282.
- ORPIN, A.R. (2004). Holocene sediment deposition on the Poverty-slope margin by the muddy Waipaoa River, East Coast New Zealand. *Marine Geology* 209: 69-90.
- ORPIN, A.R., ALEXANDER, C., CARTER, L., KUEHL, S. AND WALSH, J.P. (2006). Temporal and spatial complexity in the post-glacial sedimentation on the tectonically active Poverty Bay continental margin of New Zealand. *Continental Shelf Research* 26: 2205-2224.
- ORPIN, A.R., CARTER, L., PAGE, M.J., COCHRAN, U.A., TRUSTUM, N.A., GOMEZ, B., PALMER, A.S., MILDENHALL, D.C., ROGERS, K.M., BRACKLEY, H.L. AND NORTHCOTE, L. (2010). Holocene sedimentary record from Lake Tutira: a template for upland watershed erosion proximal to the Waipaoa Sedimentary System, northeastern New Zealand. *Marine Geology* 270: 11-29.
- OZAWA, S., NISHIMURA, T., SUIITO, H., KOBAYASHI, T., TOBITA, M. AND IMAKIIRE, T. (2011). Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude 9 Tohoku-Oki earthquake. *Nature* 475: 373-377.
- PAGE, M.J., TRUSTUM, N.A., ORPIN, A.R., CARTER, L., GOMEZ, B., COCHRAN, U.A., MILDENHALL, D.C., ROGERS, K.M., BRACKLEY, H.L., PALMER, A.S., AND NORTHCOTE, L.

- (2010). Storm frequency and magnitude in response to Holocene climate variability, Lake Tutira, North-Eastern New Zealand. *Marine Geology* 270 : 30-44.
- PANTOSTI, D., GRACIA, E., AND NELSON, C.H.** (2011). Searching for records of past earthquakes Under water. *EOS Transactions American Geophysical Union* 92, doi :10.1029/2011EO060005.
- PAQUET, F.** (2007). Morphostructural evolution of active subduction margin basins: The example of the Hawke Bay forearc basin, New Zealand. *Ph.D Thesis, Université de Rennes1, Rennes*, 255p.
- PAQUET, F., PROUST, J.N., BARNES, P.M. AND PETTINGA, J.R.** (2009). Inner-forearc sequence architecture in response to climatic and tectonic forcing since 150 ka: Hawke's Bay, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research* 79: 97-124.
- PATTON, J., GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., DJADJADIHARDJA, Y. AND HANIFA, U.** (2010). Temporal clustering, energy-state proxy, and recurrence of Holocene paleoearthquakes in the region of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. *Abstract AGU Chapman Conference on Giant Earthquakes and Their Tsunamis, Chile, May 2010*.
- PEARCE, A.J., AND WATSON, A.J.** (1986). Effects of earthquake-induced landslides on sediment budget and transport over a 50-yr period. *Geology* 14 : 52-55.
- PEDLEY, K.L., BARNES, P.M., PETTINGA, J.R. AND LEWIS, K.B.** (2010). Seafloor structural geomorphic evolution of the accretionary frontal wedge in response to seamount subduction, Poverty indentation, New Zealand. *Marine Geology* 270: 119-138.
- PILLANS, B.** (1986). A late quaternary uplift map for North Island, New Zealand. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24: 409-417.
- PILLANS, B., CHAPPELL, J. AND NAISH, T.R.** (1998). A review of the Milankovitch climatic beat: template for Plio-Pleistocene sea-level changes and sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology* 122 : 5-21.
- PILLANS, B., MCGLONE, M., PALMER, A., MILDENHALL, D., ALLOWAY, B. AND BERGER, G.,** (1993). The Last Glacial Maximum in central and southern North Island, New Zealand - A paleoenvironmental reconstruction using the Kawakawa tephra formation as a chronostratigraphic marker. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 101 : 283-304.
- PIPER, D.J.W. AND DEPTUCK, M.** (1997). Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson: 79-108.
- PIPER, D.J.W. AND NORMARK, W.R.** (2009). Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites : a marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79 : 347-362.
- PIPER, D.J.W., COCHONAT, P., AND MORISSON, M.L.** (1999). The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Bank earthquake : initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46 : 79-97.
- POMEROL, G., LAGABRIELLE, Y. AND RENARD, M.** (2000). Elément de géologie, 12^e édition. *UniverSciences. Dunod, Paris*, 745p.
- POSTMA, G., NEMEC, W. AND KLEINSPECHN, K.L.** (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*: 47-61.

- POUDEROUX, H., PROUST, J.N., LAMARCHE, G., ORPIN, A., AND NEIL, H.** (2012). Post-glacial (after 18ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin, New Zealand : characterisation, timing and origin of turbidites. *Marine Geology* 295-298 : 51-76.
- POWER, W., WALLACE, L., WANG, X. AND REYNERS, M** (2011). Tsunami hazard posed to New Zealand by the Kermadec and southern New Hybrides subduction margins: an assessment based on plate boundary kinematics, interseismic coupling, and historical seismicity. *Pure and Applied Geophysics*, doi:10.1007/s00024-011-0299-x.
- PRATSON, L.F. AND COAKLEY, B.J.** (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *GSA Bulletin* 108(2): 225-234.
- PROUST, J.N., CHANIER, F.** (2004). The Pleistocene Cape Kidnappers section in New Zealand: orbitally forced controls on active margin sedimentation? *Journal of Quaternary Science* 19 : 591-603.
- PROUST, J.N., LAMARCHE, G., MIGEON, S. AND NEIL, H.L.** (2008). Climate and tectonic changes in the ocean around New Zealand. *EOS Transaction American Geophysical Union* 89 : 277-288.
- PROUST, J.N., LAMARCHE, G., MIGEON, S., NEIL, H., AND SHIPBOARD PARTY.** (2006). MD152/MATACORE Tectonic and climate controls on sediment budget. *Les rapports de campagnes à la mer, Institut Paul Emile Victor*, 107p.
- PROUST, J.N., LAMARCHE, G., NODDER, S. AND KAMP, P.J.J.** (2005). Sedimentary architecture of a Plio-Pleistocene proto-back-arc basin: Wanganui, New Zealand. *Sedimentary Geology* 181: 107-145.
- PUIG, P., OGSTON, A.S., MULLENBACH, B.L., NITTROUER, C.A., PARSONS, J.D. AND STERNBERG, R.W.** (2004). Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research* 109, CO3019 (doi:10.1029/2003TC001918).
- RANERO, C.R., VON HEUNE, R., WEINREBE, W. AND REICHERT, C.** (2006). Tectonic processes along the Chile convergent margin. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Götze, H.J, Ramos, V.A., Strecker, M.R. and Wigger P. *The Andes – Active subduction orogeny*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- RATZOV, G., COLLOT, J.Y., SOSSON, M. AND MIGEON, S.** (2010). Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench : result of frontal erosion over multiple seismic cycle. *Earth and Planetary Science Letters* 296 : 89-102.
- READING, H.G. AND RICHARDS, M.** (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin* 78: 792-822.
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., RAMSEY, C.B., BUCK, C.E., BURR, G.S., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GILDERSON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNER, C.S.M., VAN DER PLICHT, J., AND WEYHENMEYE, C.E.** (2009). INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal. BP. *Radiocarbon* 51 : 1111-1150.
- REYNERS, M.** (1998). Plate coupling and the hazard of large subduction thrust earthquake at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 41: 343-354.
- REYNERS, M. AND MCGINTY, P.** (1999). Shallow subduction tectonics in the Raukumara Peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms. *Journal of Geophysical Research* 104: 3025-3034.

- RODRIGUEZ-SUAREZ, C.** (2005). Sea-bottom shear-wave velocities and mode conversions. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 75-87.
- ROMANS, B.W., NORMARK, W.R., MCGANN, M.M., COVAULT, J.A., GRAHAM, S.A.** (2009). Coarse grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica basin, California: Implications for evaluating source-to-sink flux at millennial time scales. *GSA Bulletin* 121, 1394-1408.
- ROSE, L.E., AND KUEHL, S.A.** (2010). Recent sedimentation patterns and facies distribution on the Poverty shelf, New Zealand. *Marine Geology* 270: 160-174.
- SANDERS, J.E.** (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. Primary structures and their hydrodynamic interpretation, G.V. Middleton (Ed.) SEPM Special Publication 12 : 192-219.
- SATAKE, K.** (2011). Double trouble at Tonga. *Nature* 466: 931-932.
- SCHNEIDER, J.L., LE RUYET, A., CHANIER, F., BURET, C., FERRIERE, J., PROUST, J.N. AND ROSSEEL, J.B.** (2001). Primary or secondary distal volcanoclastic turbidites: how to make the distinction? An example from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island). *Sedimentary Geology* 145 : 1-22.
- SCHNELLMAN, M., ANSELMETTI, F.S., GIARDINI, D., MCKENZIE, J.A., AND WARD, S.N.** (2002). Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. *Geology* 30: 1131-1134.
- SHANE, P.** (2000). Tephrochronology: a New Zealand case study. *Earth-Science Reviews* 49: 223-259.
- SHANE, P., SIKES, E.L. AND GUILDERTSON, T.P.** (2006). Tephra beds in deep-sea cores off northern New Zealand: implications for the history of Taupo Volcanic Zone, Maoyr Island and White Island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 154: 276-290.
- SHANMUGAM, G.** (1996). High-density turbidity currents; are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Geology* 66: 2-10.
- SHANMUGAM, G.** (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17: 285-342.
- SHANMUGAM, G.** (2002). Ten turbidite myths. *Earth-Sciences Reviews* 58: 311-341.
- SHANMUGAM, G.** (2006). The tsunamite problem. *Journal of Sedimentary Research* 76: 718-730.
- SHANMUGAM, G. AND MOIOLA, R.J.** (1982). Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology* 10, pp231-235
- SHANMUGAM, G. AND MOIOLA, R.J.** (1991). Types of submarine fan lobes: Models and Implications. *AAPG Bulletin* 75: 156-179.
- SHANMUGAM, G., LEHTONEN, L.R., STRAUME, T., SYVERTSEN, S.E., HODGKINSON, J., AND SKIBELI, M.** (1994). Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and northern North seas (61-67 degrees N); implications for sand distribution. *AAPG Bulletin* 78: 910-937.
- SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J. AND DAMUTH, J.E.** (1985). Eustatic control of submarine fan development. Submarine fans and related turbidite systems. A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes. New-York, Springer-Verlag: 23-28.
- SHEPARD, F.P.** (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin* 65: 1062-1077.

- SI, H. AND MIDORIKAWKA, S.** (2000). New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site conditions. Proceeding of 12th World Conference on Earthquake Engineering. *English translation of* : New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site conditions, Si, H., Midorikawa, S., 1999. *Journal of Structural and Construction Engineering, (Transaction of Architectural Institute of Japan)* 523 : 63-70.
- SIKES, E.L., SAMSON, C.R., GUILDERTON, T.P., AND HOWARD, W.R.** (2000). Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and déglaciation. *Nature* 405: 555-559.
- SINCLAIR, M.R.** (1993). A diagnostic study of the extratropical precipitation resulting from tropical cyclone Bola. *Monthly Weather Review* 121: 2690-2707.
- SINGH, S.C., HANANTO, N., MUKTI, M., ROBINSON, D.P., DAS, S., CHAUHAN, A., CARTON, H., GRATACOS, B., MIDNET, S., DJAJADIHARDJA, Y. AND HARJONO, H.** (2011). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra. *Nature Geoscience* 4: 308-311.
- SPINELLI, G.A. AND FIELD, M.E.** (2001). Evolution of continental slope gullies on the northern California margin. *Journal of Sedimentary Research* 71: 237-245
- ST-ONGE, G., MULDER, T., PIPER, D.J.W., HILLAIRE-MARCEL, C. AND STONER, J.S.** (2004). Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Quebec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23: 283-294.
- STANTON, B.R.** (1998). Ocean surface winds off the west coast of New Zealand: a comparison of ocean buoy, ECMWF model, and land-based data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15: 1164-1170.
- STANTON, B.R., SUTTON, P.J.H., CHISWELL, S.M.** (1997). The East Auckland Current. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 31: 537-549.
- STIRLING, M., MCVERRY, G., GERSTENBERGER, M., LITCHFIELD, N., VAN DISSEN, R., BERRYMAN, K., BARNES, P., WALLACE, L., BRADLEY, B., VILLAMOR, P., LANGRODGE, R., LAMARCHE, G., NODDER, S., REYNERS, M., RHODADES, D., SMITH, W., NICOL, A., PETTINGA, J., CLARK, K. AND JACOBS, K.** (in press). National Seismic Hazard Model for New Zealand: 2010 Update. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- STOW, D. A. V., HOWELL, D. G. AND NELSON, H. C.** (1985). Sedimentary, tectonic, and sea-level controls, in A. H. Bouma, W. R. Normark, et N. E. Barnes, eds, *Submarine Fans and Related Turbidite Systems* (pp. 15-22), New York, Springer-Verlag.
- STOW, D.A.V. AND MAYALL, M.** (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17: 125-135.
- STOW, D.A.V. AND SHANMUGAM, G.** (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch. *Sedimentary Geology* 25: 23-42.
- STOW, D.A.V., READING, H.G. AND COLLINSON, J.D.** (1996). Deep seas. In *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. H. G. Reading, Blackwell Science: 395-453.
- STRASSER, M., STEGMANN, S., BUSSMANN, F., ANSELMETTI, F.S., RICK, B. AND KOPF, A.** (2007). Quantifying subaqueous slope stability during seismic shaking: Lake Lucerne as model for ocean margins. *Marine Geology* 240:77-97.

- STUIVER, M. AND REIMER, P.J.** (1993). Extended C-14 data-based and revised calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- TAYLOR, B.** (2006). The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters* 241: 372-380.
- TWICHELL, D.C. AND ROBERTS, D.G.** (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology* 10: 408-412.
- UYEDA, S. AND KANAMORI, H..** (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research* 84: 1049-1061.
- VILLAMOR, P. AND BERRYMAN, K.** (2001). A late Quaternary extension rate in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, derived from fault slip data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44: 243-269.
- WALCOTT, R.I.** (1987). Geodetic strain and the deformation history of the North Island of New Zealand during the late Cenozoic. *Philosophical Transaction Royal Society London A* 331: 163-181.
- WALKER, R.G.** (1967). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 25-43.
- WALKER, R.G.** (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin* 62: 932-966.
- WALLACE, L.M., BEAVAN, J., MCCAFFREY, R. AND DARBY, D.** (2004). Subduction zone coupling and tectonic block rotations in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 109, B12406 (doi:10.1029/2004JB003241).
- WALLACE, L.M., REYNERS, M., COCHRAN, U., BANNISTER, S., BARNES, P.M., BERRYMAN, K., DOWNES, G., EBERHART-PHILLIPS, D., FAGERENG, A., ELLIS, S., NICOL, A., MCCAFFREY, R., BEAVAN, R.J., HENRYS, S., SUTHERLAND, R., BARKER, D.H.N., LITCHFIELD, N., TOWNEND, J., ROBINSON, R., BELL, R., WILSON, K., AND POWER, W.** (2009). Characterizing the seismogenic zone of a major plate boundary subduction thrust: Hikurangi Margin, New Zealand. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, Q100006, doi:10.1029/2009GC002610.
- WALSH, J.P., ALEXANDER, C.R., GERBER, T., ORPIN, A.R. AND SUMNERS, B.W.** (2007). Demise of a submarine canyon? Evidence for highstand infilling on the Waipaoa River continental margin, New Zealand. *Geophysical Research Letters* 34, L20606 (doi:10.1029/2007GL031142).
- WEAVER, P.P.E. AND KUIJPERS, A.** (1983). Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature* 306: 360-363.
- WEBB, T.H. AND ANDERSON, H.** (1998). Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: slip partitioning at an oblique active margin. *Geophysic Journal International* 134 : 40-86.
- WIESNER, M.G., WANG, Y., AND ZHENG, L.** (1995). Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines). *Geology* 23 : 885-888.
- WILSON, C.J.N.** (1993). Stratigraphy, chronology, styles and dynamics of late Quaternary eruptions from Taupo volcano, New Zealand. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London* 343 : 205-306.
- WILSON, K., BERRYMAN, K., LITCHFIELD, N. AND LITTLE, T.** (2006). A revision of mid-late Holocene marine terrace distribution and chronology at the Pakarae River mouth, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 49: 477-489.

- WILSON, K., LITCHFIELD, N., BERRYMAN, K. AND LITTLE, T.** (2007). Distribution, age, and uplift patterns of Pleistocene marine terraces of the northern Raukumara Peninsula, North island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 50: 181-191.
- WOLINSKY, M.A., SWENSON, J.B., LITCHFIELD, N. AND MCNINCH, J.E.** (2010). Coastal progradation and sediment partitioning in the Holocene Waipaoa Sedimentary System, New Zealand. *Marine Geology* 270: 94-107.
- WRIGHT, L.D. AND FRIEDRICH, C.T.** (2006). Gravity-driven sediment transport on continental shelves : a status report. *Continental shelf research* 26: 2092-2107.
- ZARAGOSI, S.** (2001). Les systèmes turbiditiques profonds de la marge celtique-armoricaine (Golfe de Gascogne) : physiographie et évolution au cours des derniers 30 000 ans. Ph.D. Thesis. Université de Bordeaux 1, Bordeaux, 295p.
- ZHAO, J.X., DOWRICK, D.J. AND McVERRY, G.H.** (1997). Attenuation of peak ground accelerations in New Zealand earthquakes. *Bulletin of the New Zealand national society for earthquake engineering* 30, 133-158.
- ZÜHLSORFF, C. HANEBUTH, T.J.J. AND HENRICH, R.** (2008). Persistent quasi-periodic turbidite activity off Saharan Africa and its comparability to orbital and climate cyclicities. *Geo-Marine Letters* 28: 87-95.

ANNEXES

Facies – analyses granulométriques – carottes supplémentaires sur Matakaoa et Bay of Plenty – turbidites monomagmatiques primaires

Ces annexes présentent des données supplémentaires non détaillée dans le manuscrit : (1) les résultats de l'analyse faciologique effectuée sur les carottes de sédiment, avec la détermination d'une liste de faciès dont les associations définissent les lithologies et séquences décrites dans le chapitre 4 (présenté en anglais); (2) les illustrations des analyses granulométriques pour certaines carottes Tan et des séquences représentatives de la carotte MD06-3009 ; (3) la description de deux carottes profondes collectées au large du rentrant de Matakaoa ; (4) la description et les résultats préliminaires d'une série de carotte collectées dans Bay of Plenty au Nord-Ouest de la zone d'étude; et (5) une réflexion argumentée sur la mise en place des turbidites monomagmatiques primaires, avec l'exemple détaillée de la carotte Tan0810-6 collectée dans le fossé Hikurangi au large de Ruatoria.

6.1. ANNEXE 1 : DÉFINITION DES FACIES OBSERVÉS

This annexe is directly associated to the paper presented in Chapter 4. It defines the basic facies used to interpret and determine the “end-members facies” used in this study, namely: hemipelagites, turbidites, debrite and tephra.

The sedimentary facies recognized in cores are defined initially by using (1) visual description, (2) photography and X-Ray imagery, (3) grain-size analysis and (4) geophysical properties (magnetic susceptibility and gamma density).

a. Homogeneous, structureless clay (Hp)

It consists of structureless light olive-grey clays, with pervasive bioturbation and high content of microfauna. The sand fraction ($>53\ \mu\text{m}$) is characterized by the highest content of non reworked planktonic foraminifers (up to 20%) and a reduce proportion of continental material (less than 1% of mica or organic debris).

The mean grain size is less than $10\ \mu\text{m}$ (around $8\ \mu\text{m}$). This facies represents 20% to up to 80% of core sediment volume.

Regarding to its composition, this facies is interpreted as hemipelagic deposit.

b. Massive and laminated graded silty clays

Homogeneous, structureless silty clay (V)

It is composed of strutureless dark olive-grey silty clays, with abundant bioturbation. This facies is characterized by high content of detritical in the sand fraction (up to 15% of quartz and more than 1% of mica) and a reduce part of planktonic foraminifers (less than 10%). The mean grain size is less than $10\ \mu\text{m}$, but slightly higher than hemipelagic clays (around $9\ \mu\text{m}$).

This facies usually grades upward into lighter homogeneous, structureless clays (Hp).

Poorly laminated silty clay (Vs)

It consists of dark olive-grey silty clays with horizontal planar laminations on X-ray images. The mean grain size is less than $15\ \mu\text{m}$. Bioturbation is generally sparse preserving laminations. Usually, this facies has a gradational upper contact with homogeneous, structureless silty clays (V).

These two facies are interpreted as the ultimate terms of turbulent gravity flow deposits (Te of Bouma sequence or T7-T6-T8 of Stow & Shanmugam sequence).

c. Homogeneous, structureless clayey silt to very fine clayey sand (sSb)

This facies is characterized by dark olive-grey to brown clayey silt to very fine sands homogenized by a pervasive bioturbation. Trace fossils include large *Zoophycos* or *Planolites* burrows. The original lithology, sometimes preserved, varies from poorly laminated silty

clays (Vs) to laminated very fine to fine sands (SL). The facies rarely exceed 15 cm in thickness and is interpreted as the result of the bioturbation of low density turbidity current deposits.

d. Structured silts

Reverse graded clayey silt (sI)

It is composed of light olive-grey clayey silts characterized by a sharp reverse grading, horizontal planar laminations and a high content of large foraminifers (more than 20% compared with the hemipelagic deposits) and sparse plant debris.

This facies is recognized in core MD06-3003 in the Poverty re-entrant, at the base of sequences where it shows sharp to erosive basal and upper boundaries.

The reverse grading suggest deposition by a flow which velocity increases with time, and the shallow marine content, that the flow was probably initiated on the shallow shelf close to river outlets. This facies is interpreted as the basal division of hyperpycnite (Ha of Mulder sequence).

Laminated silt (sL)

This facies consists of dark grey fining up coarse to fine clayey silts characterized by horizontal planar laminations and a median grain size between 15 and 63 μm .

This facies, usually vertically grading to poorly laminated silty clays, is interpreted as the lower division of low density turbidity current deposits (Td of Bouma sequence or T5 to T3 of Stow & Shanmugam sequence).

Ripple cross lamination coarse silt (sR)

These dark grey coarse clayey silts are characterized by ripple cross lamination or climbing ripple, with a crude normal grading. This facies is interpreted as the deposit of a high energy current (cross stratification and climbing ripple) and low density (clayey silts). It corresponds to a medium division of low density turbidity current (Tc division of Bouma sequence or T0 division of Stow & Shanmugam sequence).

e. Massive coarse silt (sGM)

It consists of structureless dark grey coarse clayey silts to very fine clayey sands. This facies is similar in composition than laminated silts with punctually a high content of biogenic material. In Bay of Plenty, the facies is composed of very fine clayey sand with a high content of volcanoclastic material (5-10% of pumice).

This facies is interpreted as the basal division of a low density turbidity current (T0 of Stow & Shanmugam sequence) or homogenization of laminated silts.

f. Laminated silt and clay

These facies are characterized by a succession of laminated silt and clay. The number of silt laminae varies from 2 to 10, and the thickness ranges between 0.5 and 1 cm. They commonly form sequences in association with homogeneous and structureless silty clays in the upper division.

Punctually, only one silt lamina is present at the base of the sequence, with a thickness less than 1cm. In this case, the lamina is considered to be a part of the laminated silt facies.

Fining up laminated silt and clay (Lb)

This facies consists of thinning up and fining up silt laminae, with horizontal planar laminations in silts. Each lamina has a sharp basal contact and a reduce content of biogenic material.

Fining up laminated silt and clay with ripple cross laminated silts (LR)

This facies consists of thinning up and fining up silt laminae, with basal ripple cross laminations grading vertically to convolute silt laminae. Each lamina has a sharp basal contact and a reduce content of biogenic material. Facies LR usually form the base of sequence with an upper transition to Lb.

These two latter facies are interpreted as the deposit of very low density turbidity current (T0 to T3 of Stow & Shanmugam sequence).

Coarsening up laminated silt and clay (La)

This laminated silt and clay facies is characterized by the thickening up and coarsening up of silt laminae. Laminae have a gradational basal and upper contact and a higher content of large foraminifers than other laminated silt and clay facies.

The reverse grading suggest that the flow shows an increasing velocity. This facies present at the base of sequences is interpreted as the basal division of a hyperpycnite (Ha of Mulder sequence).

g. Graded clean sand

Very fine sand with ripple cross laminations (R)

It consists of well sorted dark grey to black very fine sand characterized by ripple cross laminations and occasionally climbing ripple. The mean grain size is less than 125 μm .

This facies is interpreted as the lower division of low density turbidity current deposits (Tc of Bouma sequence).

Laminated very fine to fine sand (SL)

It consists of well sorted dark grey to black very fine to fine sand characterized by horizontal planar laminations and a normal grading. The facies could contain fine sand-size mud clasts when the basal boundary is erosive on clays or silty clays. The composition is essentially terrigenous. Locally, a higher content of biogenic or volcanoclastic material implies color variations. The mean grain size is less than 125 μm .

This facies is interpreted as lower division of low density turbidity current deposits (Tb of Bouma sequence).

Massive fine to medium sand (SM)

This facies is composed of structureless dark grey to black fine to medium sand with normal grading. The sand is essentially composed of terrigenous material, with locally some biogenic or volcanoclastic-rich beds.

This facies is interpreted as the basal division of low density turbidity current (Ta of Bouma sequence).

Massive to laminated coarse sand to gravel (SG)

This facies is characterized by coarse sands to gravels which are massive to crudely laminated and contains high proportions of biogenic material (>20% of shells, echinoids, or gasteropods fragments). In Tan0810-22, it is made up exclusively of volcanoclastic coarse sand and gravel. This facies, with a fining upward trend, is always recognized at the base of sequences.

This facies is interpreted as the basal division of low to medium density turbidity current deposits (Ta of Bouma sequence).

h. Volcanic ash

Undisturbed ash layer (Ta)

This facies is composed of structureless pink to white silts (occasionally black) with a normal grading, and is usually recorded between very fine facies : clays or silty clays.. The thickness is usually between 1 and 2 cm (up to 6cm). Bioturbation could affect the top of the layer.

This facies correspond to the deposition of a vertical density current forming of volcanic ash, consecutive to a volcanic eruption.

Bioturbated ash layer (Tb)

This facies consists of pink to white silts disseminated in silty clay facies by intense bioturbation. This homogeneization supposes a thin tephra deposit at the bottom of the sea (probably less than 1cm).

i. Chaotic sandy clay with gravel : debrite (DF)

This facies consists of chaotic layers of sand to gravel-size material supported by a dark olive-grey silty clay matrix. The sand to gravel size material is composed of terrigenous (quartz, volcanoclastic sand) or biogenic material (bivalve shell and gasteropods gravel-size fragments). In core Tan0810-5, the facies have large clasts (2-3cm) of Vs and sL facies, and the gravel-size biogenic content (shell fragments) exhibit a crude reverse grading.

This facies is interpreted as the deposit of a debris flow.

j. Imbricated structured clayey silts : slump (Slp)

This facies is only recognized in core Tan0810-5 and characterized by imbricated sequences of silty-clay to sand facies, each sequence exhibiting its own lamination plane. X-rays images show toplap like boundaries between sequences.

This facies is interpreted as the deposit of a slump which remobilizes older sequences.

The following tables summarize (1) the characteristics of each facies, and (2) the facies association that defined the end-members facies proposed in Chapter 4, or Pouderoux et al., (submitted)

Facies code	Facies name	Color	Grain size	Grading	Structures	Bioturbation	Comments	Interpretation *
Hp	Homogeneous, structureless clay	Light olive-grey	Clay	Massive	Structureless	Pervasive	High content of microfauna	Hemipelagic deposit
V	Homogeneous, structureless silty-clay	Dark olive-grey	Silty-clay	Normal	Structureless	Abundant	Grades upward into lighter Hp	Ultimate term of low density turbidity current deposit (Te of Bouma or T8 to T6 of Stow & Shanmugam)
Vs	Poorly laminated silty-clay	Dark olive-grey	Silty-clay	Normal	Horizontal planar laminations	Sparse	Gradational upper contact with V	Ultimate term of low density turbidity current deposit (Te of Bouma or T5 to T4 of Stow & Shanmugam)
sSb	Homogeneous, structureless clayey silt to very fine sand	Dark olive-grey to brown	Clayey silt to very fine sand	Massive to normal	Structureless	Pervasive	Trace fossils include Zoophycos or Planolites burrows Original lithology, sometimes preserved, varies from Vs to SL	Bioturbation of low density turbidity current deposit (Td of Bouma or T5 to T2 of Stow & Shanmugam)
sI	Reverse graded clayey silt	Light olive-grey	Clayey silt	Reverse	Horizontal planar laminations	Ø	High content of large foraminifers, sparse plant debris Sharp to erosive upper and basal boundaries	Basal division of hyperpycnite (Ha of Mulder et al.)
sL	Laminated silt	Dark grey	Fine to coarse silt	Normal	Horizontal planar laminations	Poor to Ø		Upper division of low density turbidity current deposit (Td of Bouma or T5 to T3 of Stow and Shanmugam)
sR	Ripple cross lamination coarse silt	Dark grey	Coarse silt	Massive to normal	Ripple cross laminations	Ø		Medium division of low density turbidity current deposit (Tc of Bouma or T0 of Stow & Shanmugam)
sGM	Massive coarse silt	Dark grey	Coarse silt to very fine sand	Massive	Structureless	Ø		Basal division of a low density turbidity current deposit (Tc of Stow & Shanmugam)
Lb	Fining up laminated silt and clay	Grey and olive-grey laminations	Silt laminae and clay	Fining up	Thinning up	Poor to Ø	2 to 10 laminae 0.5 to 1cm thick each Sharp basal contact of each laminae	Medium division of low density turbidity current deposit (T3 to T2 of Stow & Shanmugam)
LR	Fining up laminated silt and clay with ripple cross laminated silts	Grey and olive-grey laminations	Silt laminae and clay	Fining up	Thinning up	Poor to Ø	2 to 10 laminae 0.5 to 1cm thick each Sharp basal contact of each laminae	Medium division of low density turbidity current deposit (T2 to T0 of Stow & Shanmugam)
La	Coarsening up laminated silt and clay	Grey and olive-grey laminations	Silt laminae and clay	Coarsening up	Thickening up	Ø	2 to 10 laminae 0.5 to 1cm thick each Gradational basal / upper contact High content of foraminifers	Basal division of a hyperpycnite (Ha of Mulder)
R	Very fine sand with ripple cross laminations	Dark grey to black	Very fine sand	Normal	Cross laminations Occasionally climbing ripples	Ø		Lower division of low density turbidity current deposit (Tc of Bouma)
SL	Laminated very fine to fine sand	Dark grey to black	Very fine to fine sand	Normal	Horizontal planar laminations	Ø	Possible mud clasts if erosive basal contact	Lower division of low density turbidity current deposit (Tb of Bouma)
SM	Massive fine to medium sand	Dark grey to black	Fine to medium sand	Normal	Massive	Ø		Basal division of low density turbidity current deposit (Ta of Bouma)
SG	Massive to laminated coarse sand to gravel	Grey, brown or black	Coarse sand to gravel	Massive to normal	Massive to centimetric horizontal planar laminations	Ø	High content of biogenic material (shell, echinoid, gastropod fragments) and/or volcanoclastic	Basal division of low density turbidity current deposit (lower Ta of Bouma) or laminar flow deposit (grain flow)
Ta	Undisturbed ash	Pink to white	silt	Normal	structureless	Occasionally at the top	More than 1cm thick	Vertical density current deposit forming of volcanic ash
Tb	Bioturbated ash	Pink to white	silt	Ø	structureless	Intense	Homogenized by bioturbation	Vertical density current deposit forming of volcanic ash
DF	Chaotic sandy clay with gravel clasts	Dark olive-grey	Sand to gravel and silty-clay	Ø	Ø	Ø	Sand and gravel composed of biogenic and/or terrigenous material Possible clasts of Vs	Debris flow deposit
Slp	Imbricated structured silts and silty-clays clasts	Dark olive-grey	Silty clay	no	Ø	Ø	Imbrications of Vs and sL facies associations	Slump deposit

* Reference to established sequences are from Bouma (1962), Stow and Shanmugam (1980), and Mulder et al. (2003).

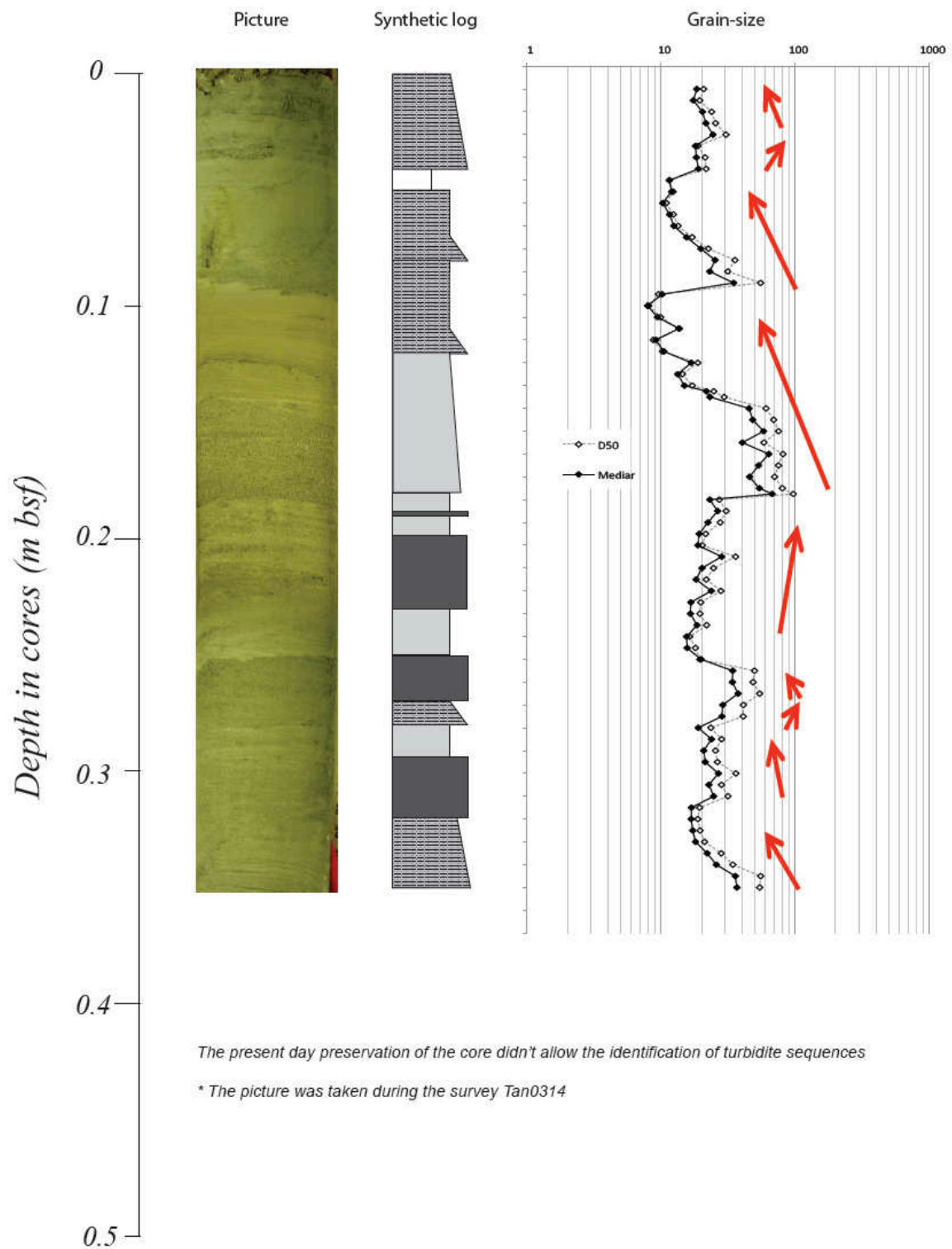
End-member facies		Idealised sequence *	
TEPHRA		Ta / Tb	
HEMPELAGITE		Hp	
TURBIDITE	Muddy turbidite T1	V <u>Vs</u> <u>sL (<1 cm)</u>	
	Silt laminae turbidite T2	V Vs <u>Lb</u> <u>LR</u>	
	Silty turbidite T3	V Vs Lb / LR <u>sL / sSb</u> <u>sR / sSb</u> <u>sL / sSb</u> <u>sGM / sSb</u>	
	Sandy turbidite T4	V Vs sL sR <u>R</u> <u>SL</u> <u>SM</u> <u>SG</u>	
	Basal reverse graded turbidite T5	V Vs sL <u>Vs</u>	
	Hyperpycnite T5a	. V Vs Lb LR <u>La</u> .	V Vs sL R SL sL <u>sI</u>
			or
MASS TRANSPORT DEPOSIT		DF / Slp	

** For turbidite, some facies may be absent, but those underlined are essential to define the type*

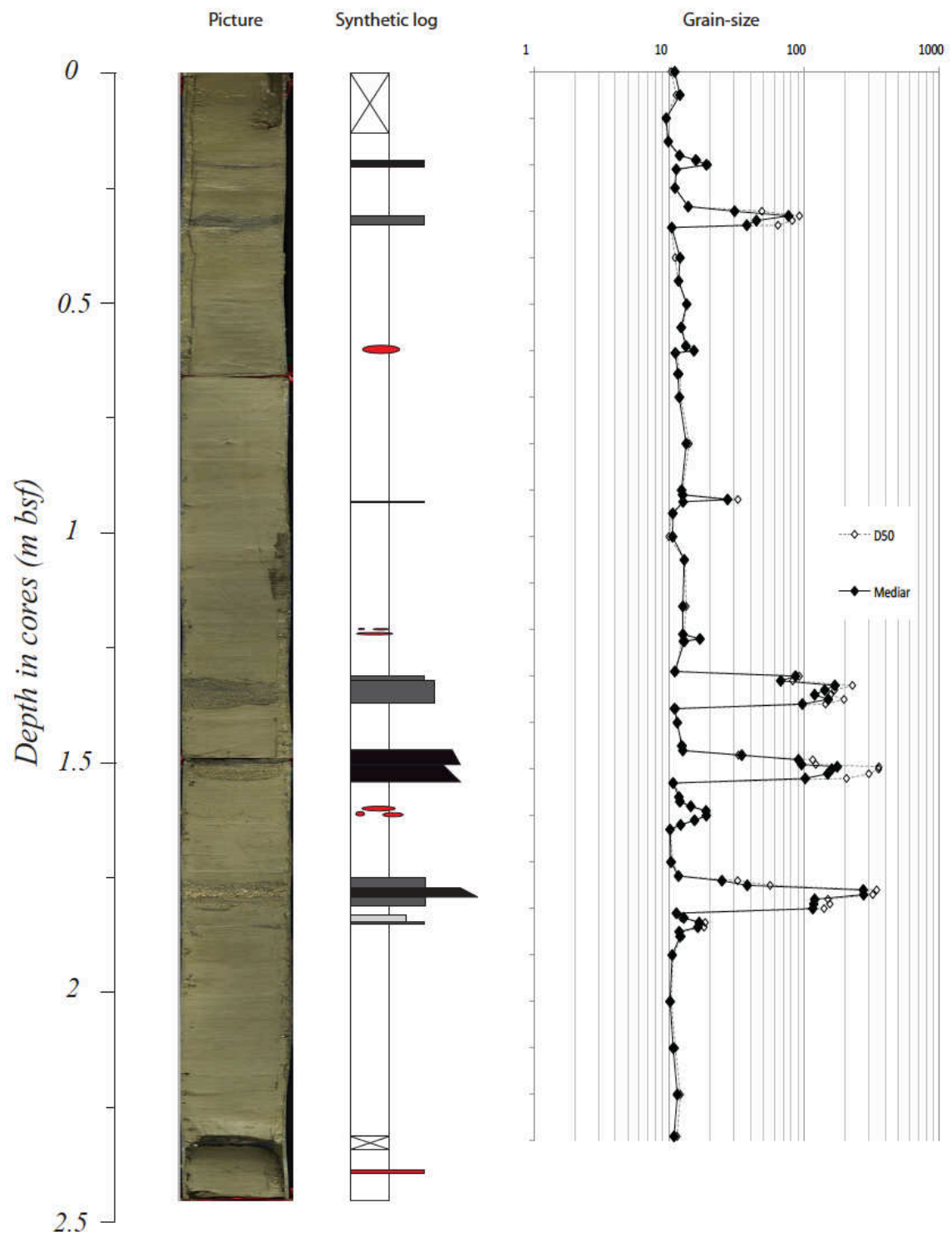
6.2. ANNEXE 2 : DETAIL DES ANALYSES GRANUOMETRIQUES

Cette annexe présente des exemples des analyses granulométriques sur 3 carottes, échantillonnées sur toute leur longueur : Tan0314-86 collectée dans l'axe du canyon de Matakaoa, Tan0810-11 collectée sur la levée du chenal de Matakaoa, et Tan0810-2 collectée sur la levée d'un chenal en haut de pente du rentrant de Ruatoria.

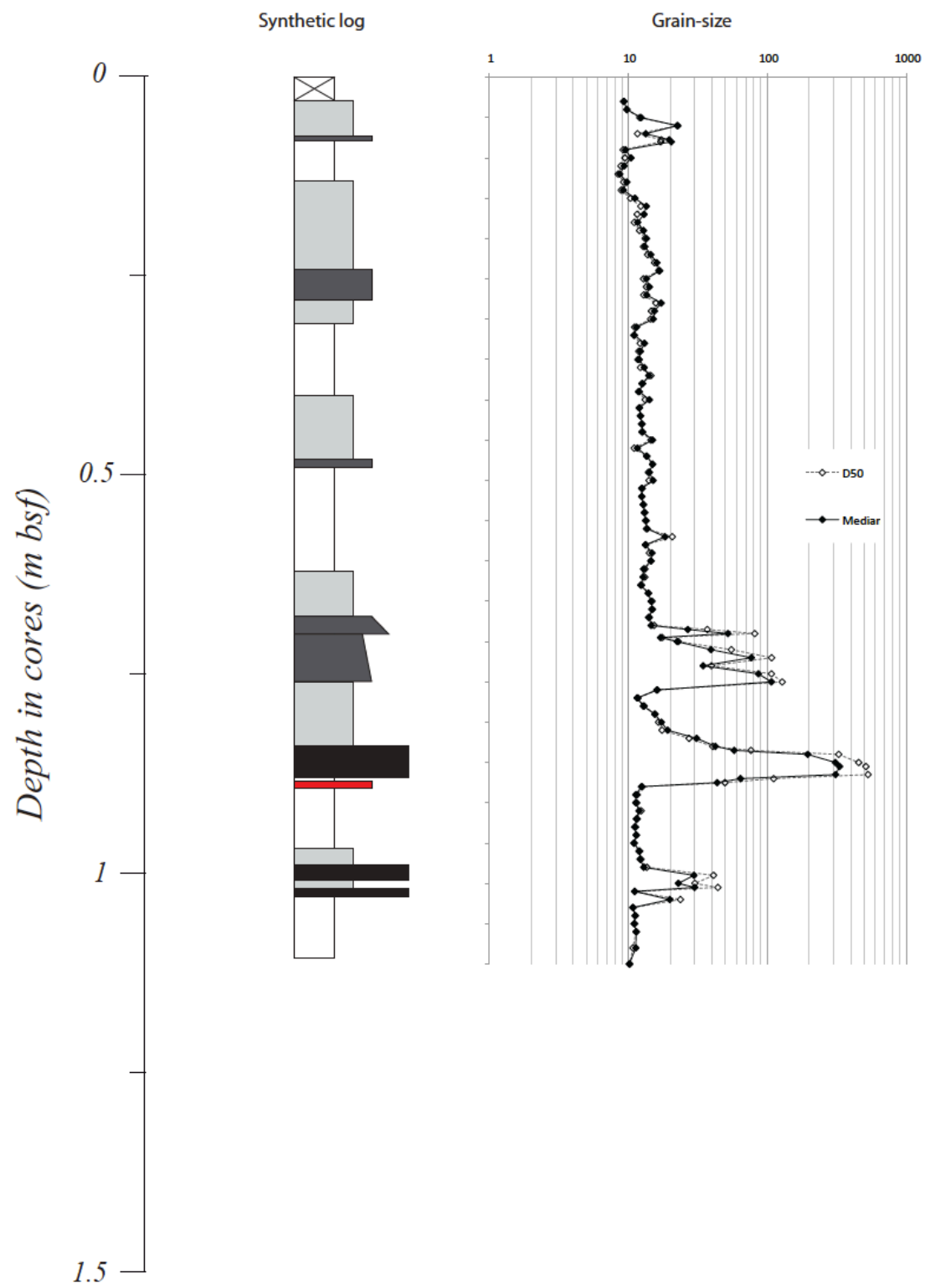
Tan0314-86



Tan0810-11



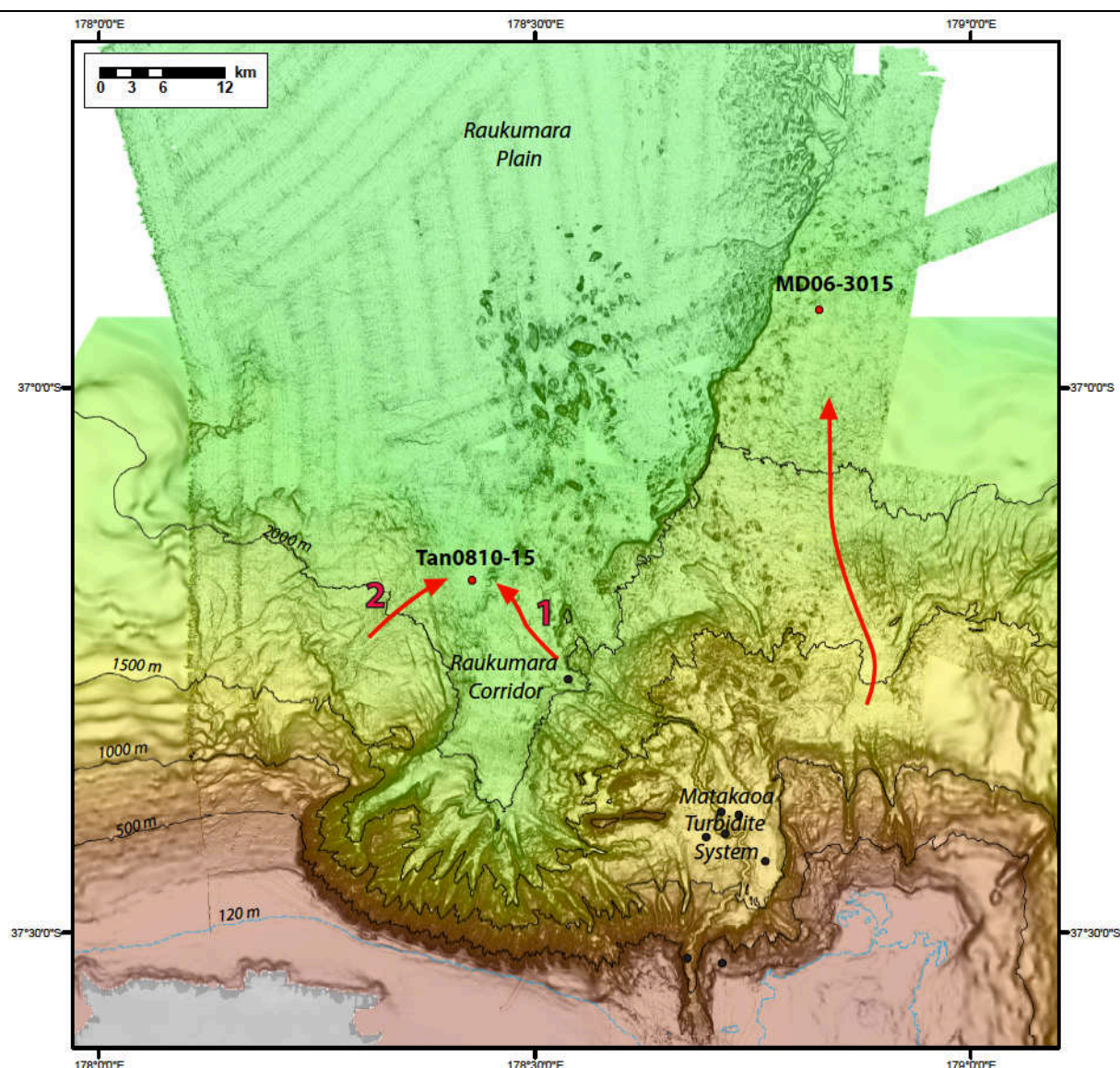
Tan0810-2



6.3. ANNEXE 3 : SEDIMENTATION SUR MATAKAOA – CAROTTES SUPPLEMENTAIRES

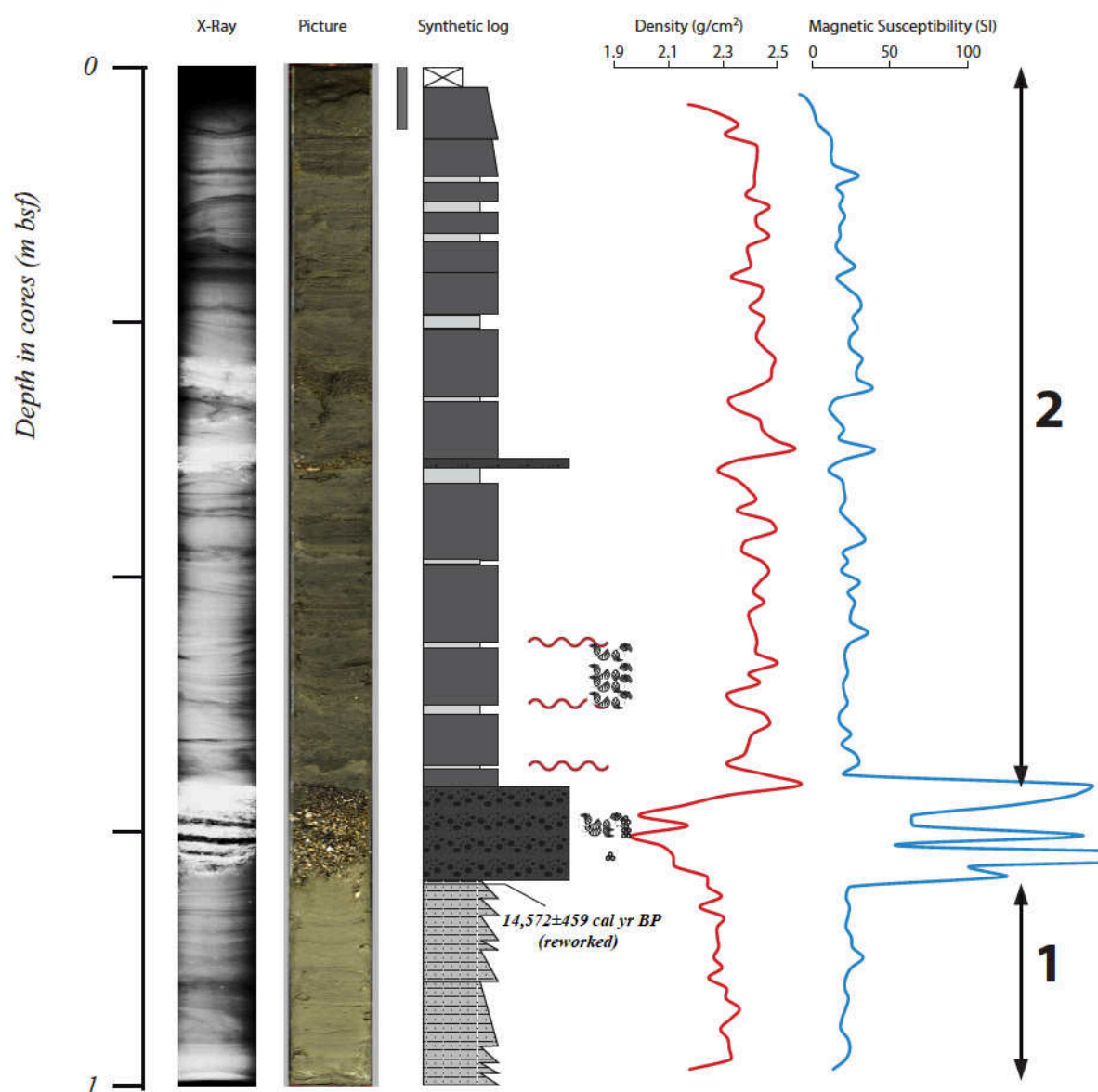
Cette annexe présente les descriptions et résultats préliminaires de deux carottes sédimentaires prélevées dans le rentrant de Matakaoa : dans le corridor de Raukumara (Tan0810-15) et dans la plaine de Raukumara (MD06-3015).

Ces carottes n'ont pas été exploitées dans ce mémoire en raison d'une impossibilité de datation directe pour Tan0810-15 et d'un référentiel temporel hors contexte pour MD06-3015. Des âges supplémentaires, non présentés ici, sont disponibles pour MD06-3015 (Joanne, 2008).

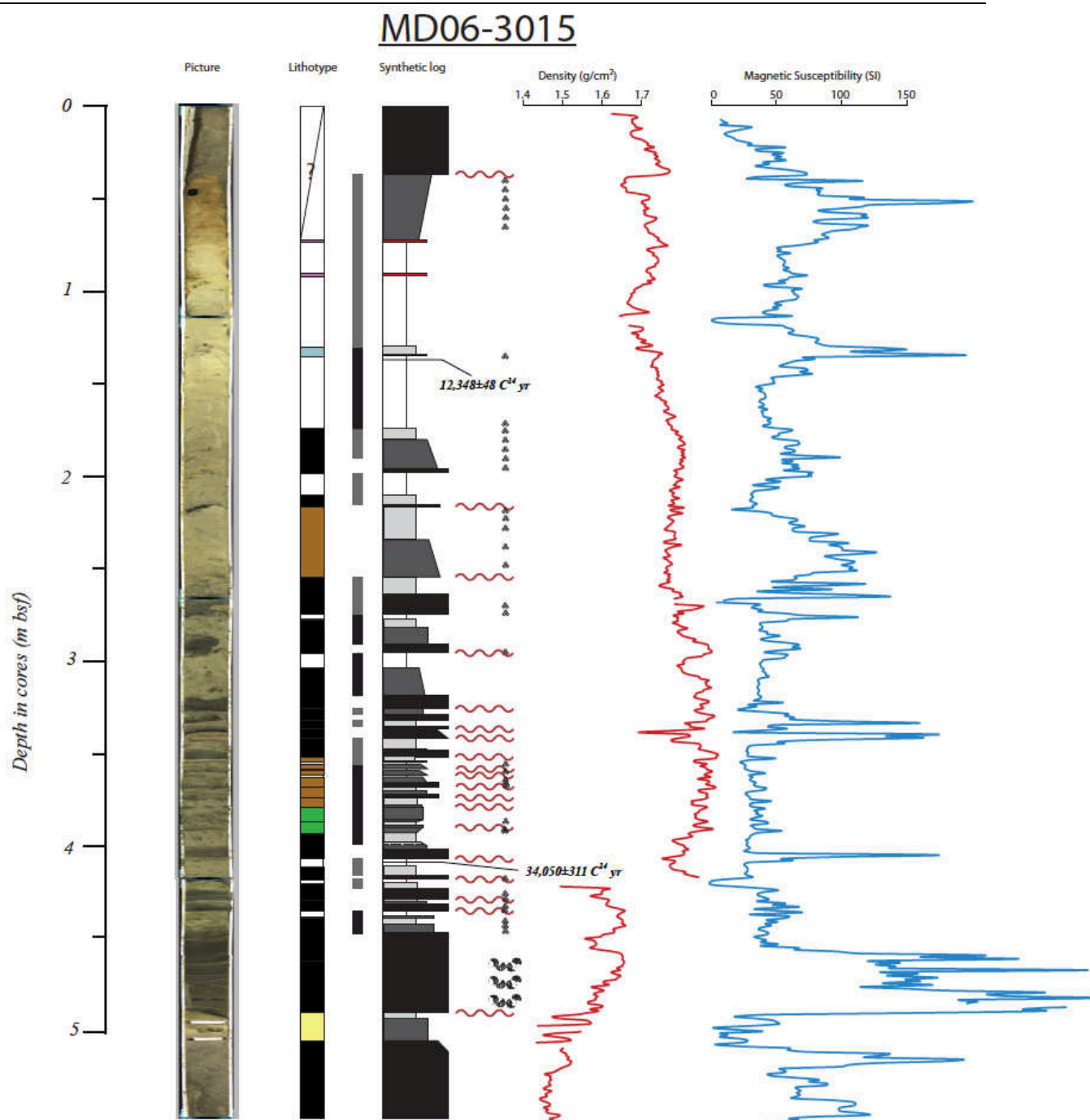


Localisation des deux carottes Tan0810-15 et MD06-3015 (points rouges) dans le rentrant de Matakaoa. La localisation des carottes décrites dans ce mémoire est également présentée (points noirs). Les flèches symbolisent les voies de transports des sédiments probables ; pour Tan0810-15, deux voies d'alimentation sont supposées (voir description carotte).

Tan0810-15



Description de la carotte Tan0810-15. La carotte est divisée en deux parties : (1) la base est constituée de turbidites fines argilo-silteuses, et (2) la partie sommitale de turbidites plus grossières silto-sableuses. Ces deux unités sont séparées par un événement très grossier remobilisant des cendres volcaniques, des graviers, des débris coquilliers, des foraminifères. Un seul âge est disponible sous le niveau grossier, mais est pris dans une turbidité. Il est utilisable uniquement comme âge maximal (étant donné que la turbidite remobilise du sédiment plus ancien). A partir de l'âge et de la morphologie, il est supposé que cette carotte enregistre la transition entre deux dynamiques sédimentaires : (1) la base correspond aux dépôts distaux du système turbiditique de Matakaoa, et (2) la partie sommitale aux déstabilisations gravitaires successives du flanc Ouest du corridor de Raukumara (voir figure précédente).

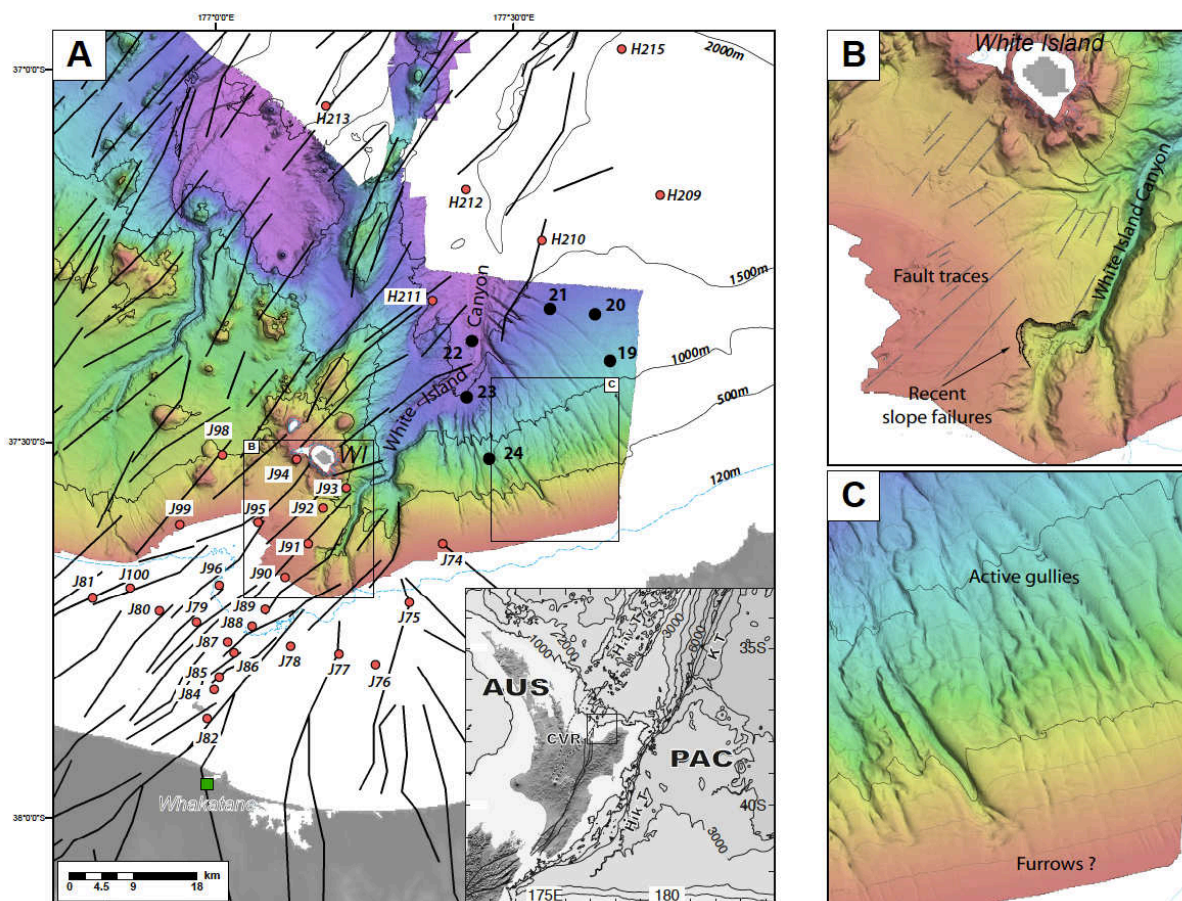


Description de la carotte MD06-3015. Les codes couleurs des lithotypes correspondent à ceux présentés dans le Chapitre 4. Les deux âges disponibles montrent que l'activité turbiditique est vraisemblablement interrompue depuis 12,000 C¹⁴ yr (c. 13,000 yr BP), après une diminution progressive de la fréquence des dépôts. La partie sommitale de la carotte (0-20 cm) est soit une anomalie due au carottage (suction de matériel plus profond), soit le dépôt d'une turbidité récente. La mesure des isotopes radioactifs à courte durée de vie permettrait de confirmer l'origine de cette couche. Le fond de l'océan apparaît au niveau de la couche oxydée vers 20cm.

6.4. ANNEXE 2 : SÉDIMENTATION RÉCENTE SUR LA RÉGION DE BAY OF PLENTY

Cette annexe présente les descriptions d'une série de carottes collectées dans la région de Bay of Plenty durant la campagne Tan0810. Ces carottes ne sont pas utilisées dans ce mémoire. Lors de la première campagne de datation au C^{14} , les âges obtenus ont montré une grande incohérence avec les autres carottes : âges entre 10 et 20 ka entre 1 et 2 m de profondeur. Les datations de certains tephra n'ont pas abouti, mais une approche systématique permettrait d'obtenir des âges intéressants.

Six carottes de sédiments ont été prélevées sur le versant Est du Canyon de White Island (WIC – Tan0810-19 à -24), dans un environnement d'extension tectonique très sismogène. Les taux d'extension avoisinent 13 ± 6 mm/yr au cours des derniers 20kyr (Lamarche et al., 2006). Une approche associant l'étude tectonique de Lamarche et al. (2006) et une analyse de la sédimentation récente à partir des carottes, de la bathymétrie et de la sismique réflexion disponible sur la région (voir NIWA) permettrait de mieux appréhender la dynamique sédimentaire de cette région. De nombreuses carottes sont également disponibles (Kohn and Glasby, 1978).



(A) Localisation générale des données disponibles : traits de failles en surface (noir), carottes de Kohn and Glasby (1978 ; points rouges), et carottes présentées ici (points noirs). (B) Zoom des têtes de canyons du CWI montrant les traces de failles en surface et les cicatrices récentes. (C) Zoom en amont des carottes Tan0810 montrant les nombreuses ravines et la présence potentiel de furrows, à confirmer par une analyse de l'imagerie sismique.

La présence de sédiments récents n'est pas confirmée à l'Est du WIC dans la zone de ravines (carottes TAN0810). A l'inverse une sédimentation récente est observée à l'aval des carottes Tan0810, avec l'identification du tephra de Taupo (1717 ± 17 ans) à <50 cm de profondeur dans les carottes H210, H211, H212, ainsi qu'à l'amont avec la présence des tephra de Taupo ou Kaharoa (636 ± 12 ans) à <50 cm de profondeur dans les carottes J 77, J78, J79 (Kohn and Gasby, 1978).

Les taux de sédimentation moyens des carottes Tan0810 sont cependant cohérent avec ceux de Kohn and Glasby (1978), suggérant une certaine homogénéité à l'échelle régionale (voir figures ci-après).

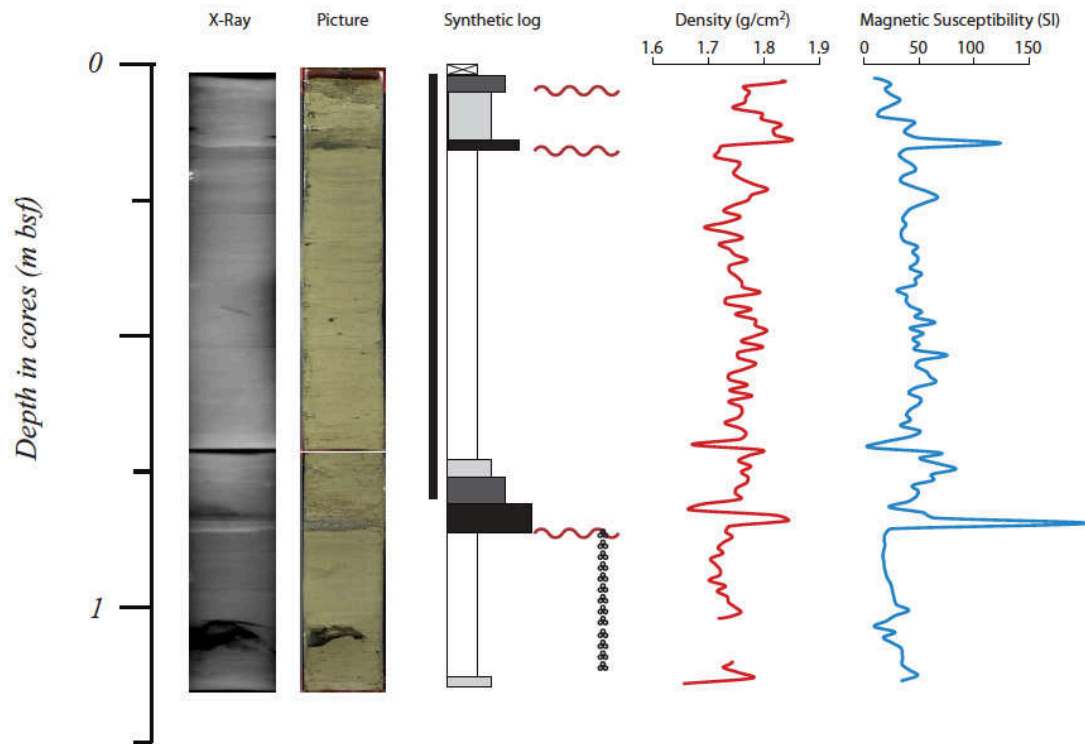
La morphologie suppose une sédimentation active sur le versant Ouest du WIC et sur la plateforme continentale qui participe au comblement des têtes de canyons du WIC (voir figures). Toutefois, le WIC n'est pas totalement inactif, et reste vraisemblablement alimenté par des instabilités gravitaires qui surviennent sur les murs du canyon, probablement en réponse à la forte sédimentation et à la sismicité régionale. Le versant Est du WIC présente de nombreuses ravines et peu de sédimentation récente. Il s'agirait donc d'une zone de transport/bypass des sédiments.

Ces résultats préliminaires suggèrent deux hypothèses de dynamiques sédimentaires sur la zone de ravines où sont localisées les carottes Tan0810 (voir figures): (1) soit la formation de courants type hyperpycnaux lors des crues récurrentes de la zone (cf. la zone probable de plongement sur l'image satellites ci-après); (2) soit la présence de courants côtiers de cascades (DSWC) qui se mettent en place occasionnellement sur la plateforme et plongent au niveau des ravines, canaliser par un effet d'entonnoir créé par le trait de côte (cf. figures ci-après). Cette dernière hypothèse s'appuie sur la dissymétrie du CWI, et les ressemblances morphologiques entre la région de Bay of Plenty et le Golfe du Lion, où des courants de cascades ont été observés (cf. série de figures suivantes).

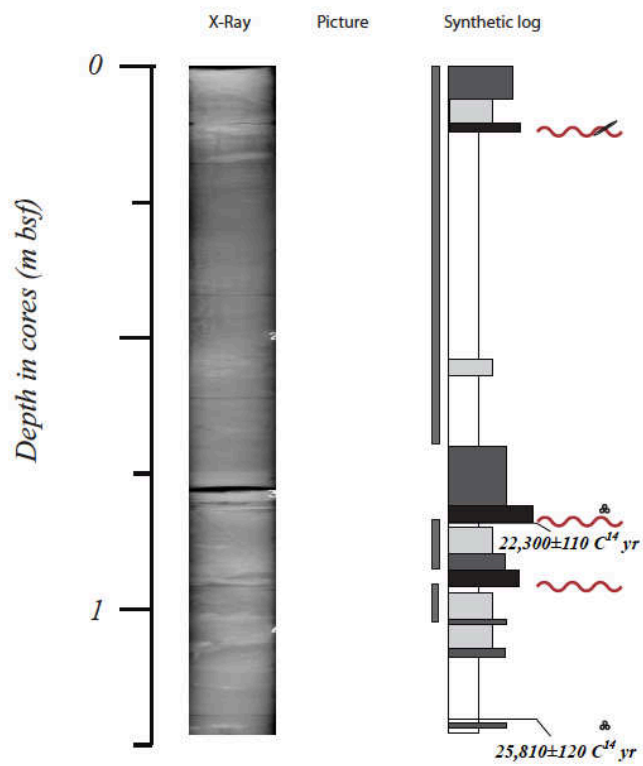
Un travail plus poussé est nécessaire pour affirmer ou infirmer ces hypothèses et définir précisément la dynamique sédimentaire récente de la région.

Les figures suivantes présentent la description et les données disponibles pour les carottes Tan0810, et une tentative de corrélation entre ces carottes.

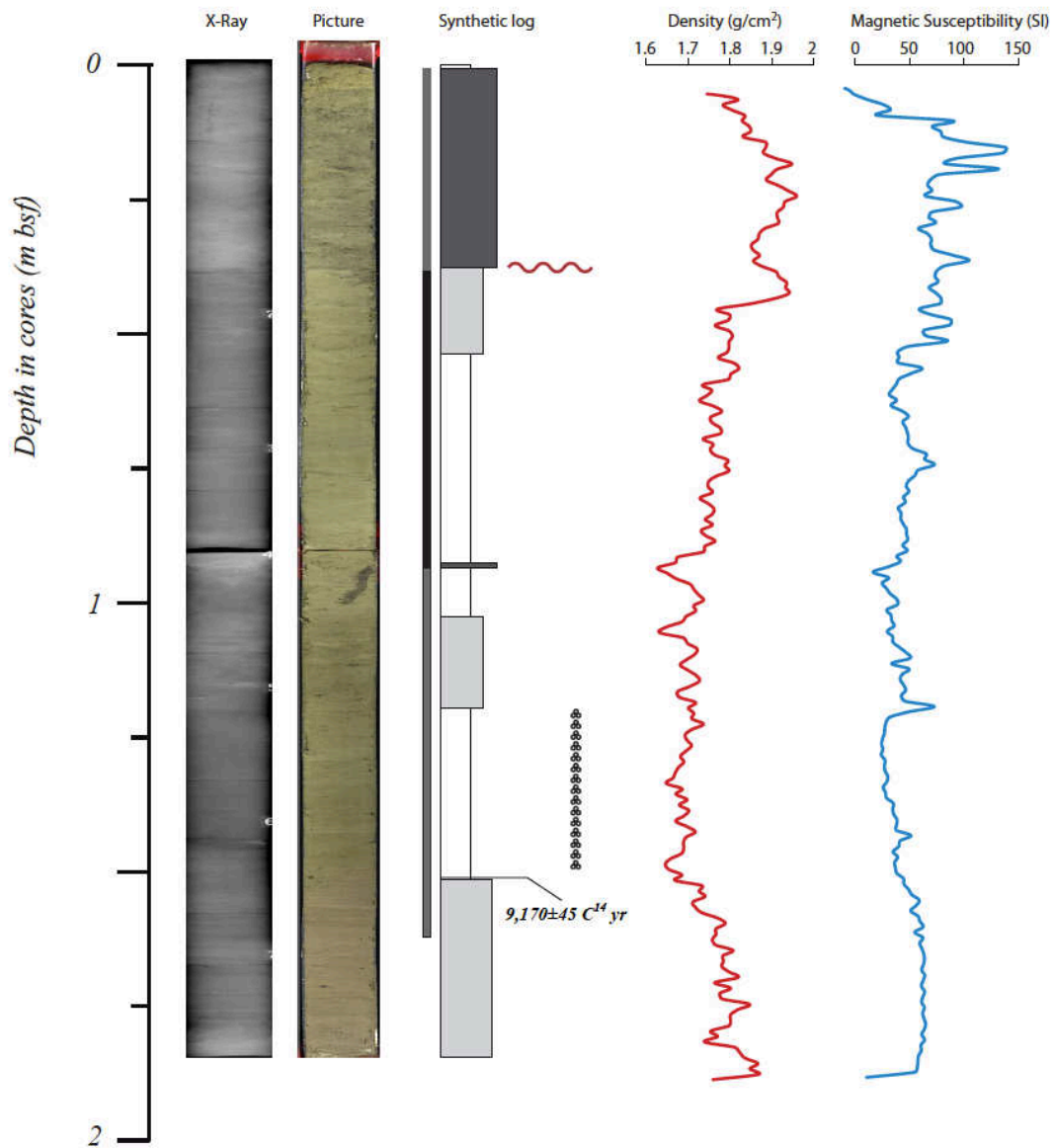
Tan0810-19



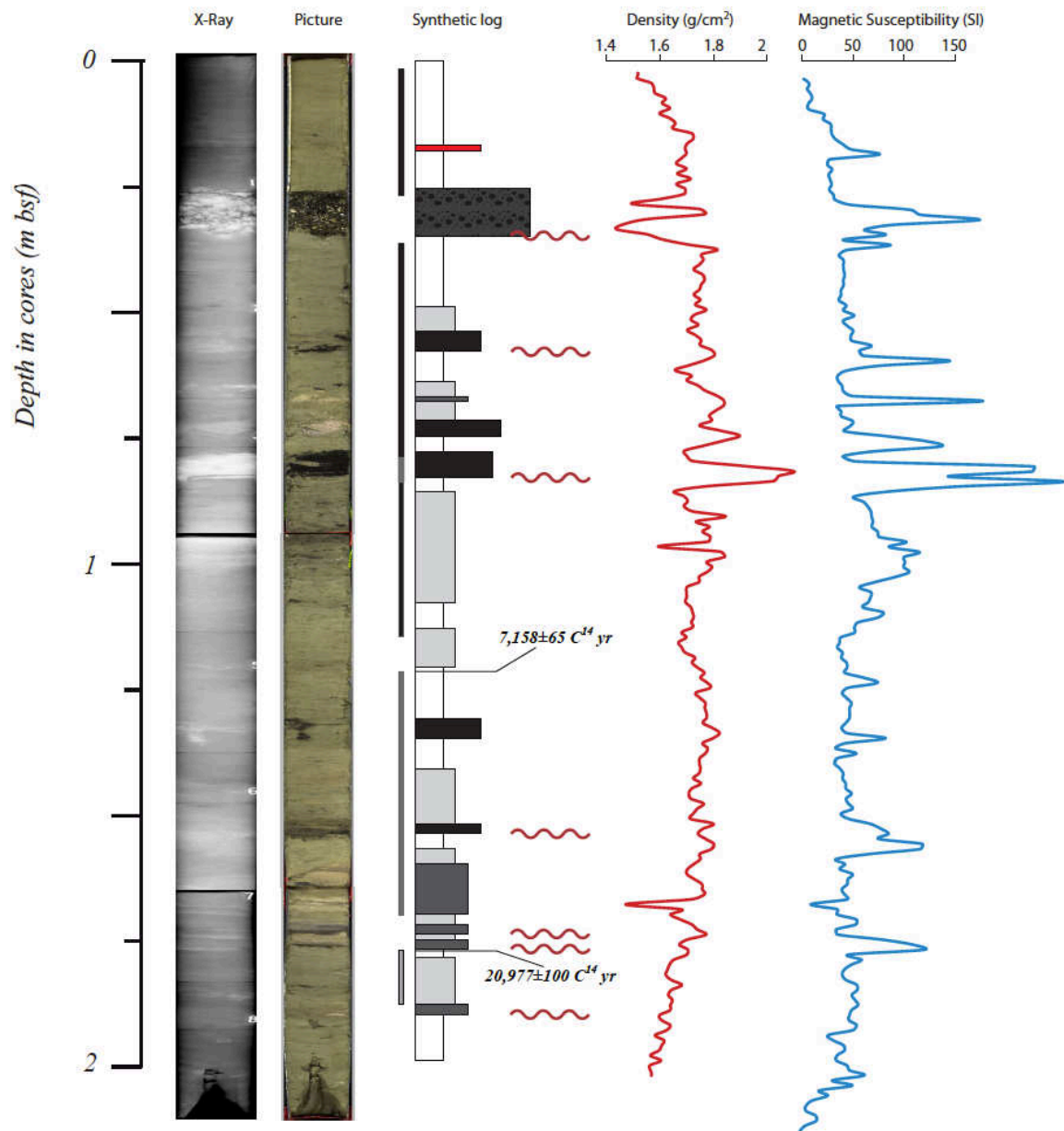
Tan0810-20



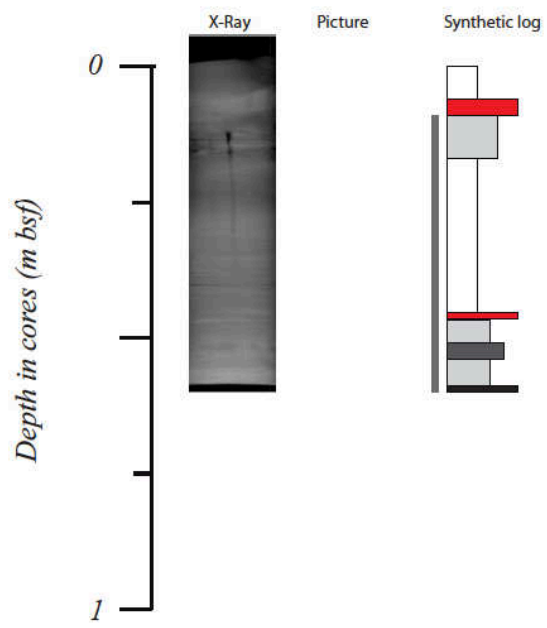
Tan0810-21



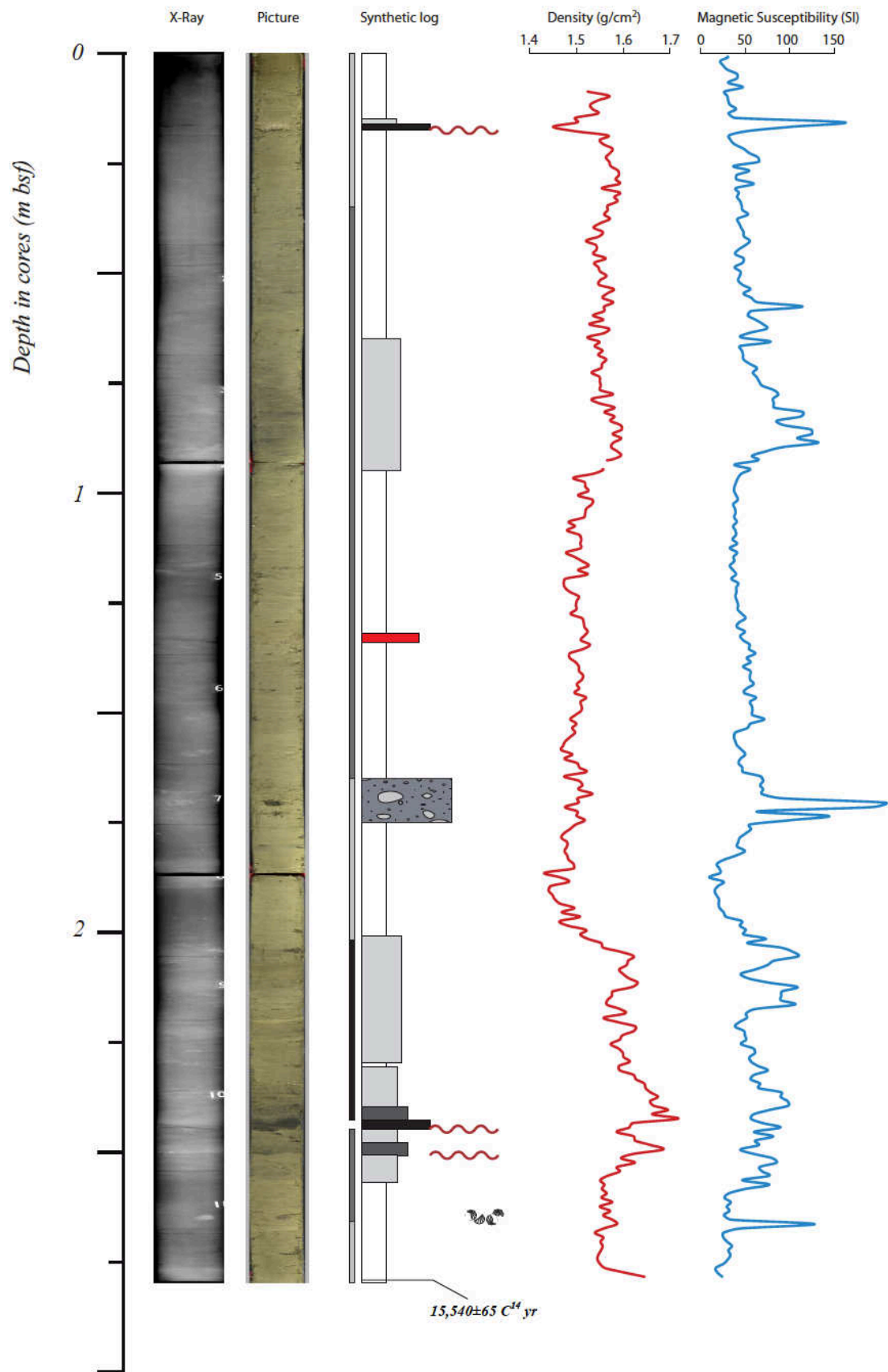
Tan0810-22

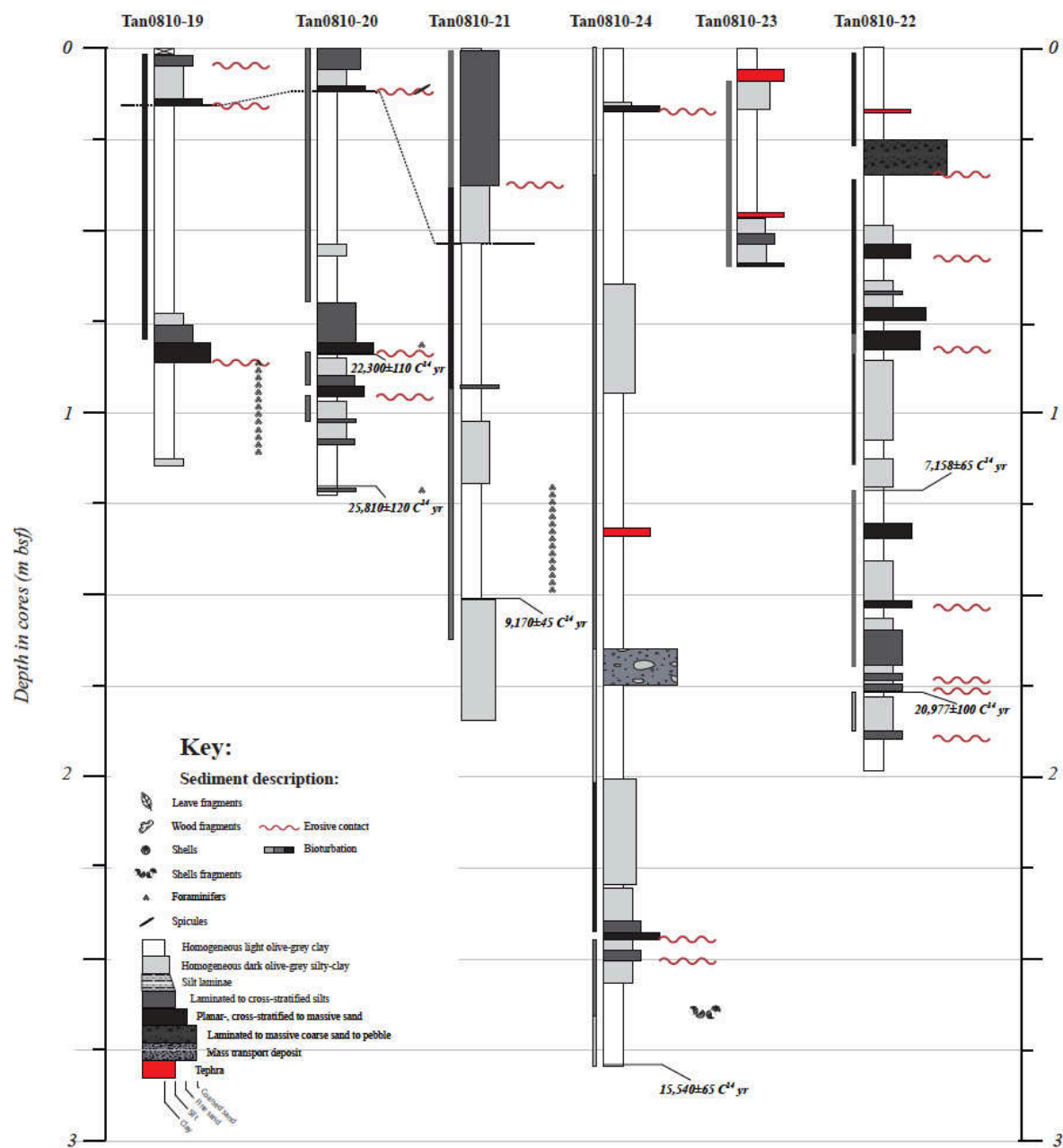


Tan0810-23



Tan0810-24





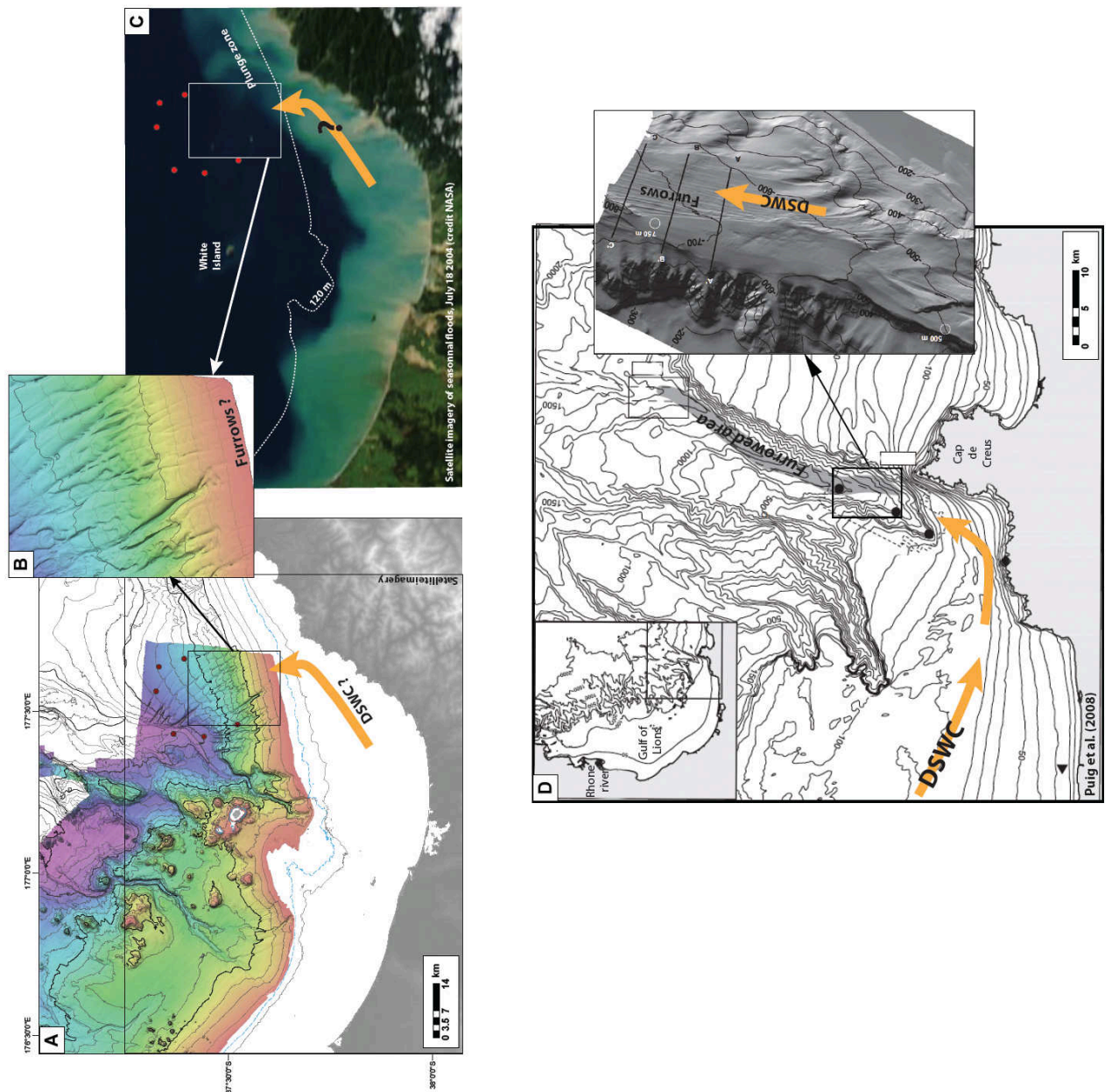


Figure synthétique qui illustre l'hypothèse des courants de cascades (DSWC) : (A) localisation générale, (B) zoom sur la zone supposée de plongement des courants de cascades avec la présence de furrows, juste avant les ravines, (C) imagerie satellite lors d'une période de crue sur laquelle est projetée l'isobathe 120m, les carottes et la présence supposée du DSWC, (D) zone du Golfe du Lion, de morphologie similaire à la Bay of Plenty, où la présence de courants de cascades est confirmée par Puig et al. (2004). L'image satellite (B) montre également la zone probable de plongement des courants hyperpycnaux.

6.5. ANNEXE 4 : ORIGINE DES TURBIDITES MONOMAGMATIQUES PRIMAIRES – EXEMPLE DE LA CAROTTE TAN0810-6

Cette annexe associe des résultats obtenus dans les chapitres du manuscrit, ainsi que des données obtenus séparément dans le but de proposer l'origine et le mode de dépôt des turbidites monomagmatiques primaires. Il s'agit ici uniquement d'interprétations préliminaires qui nécessitent un travail plus approfondi.

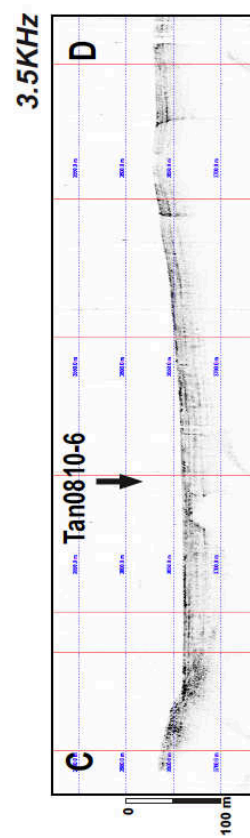
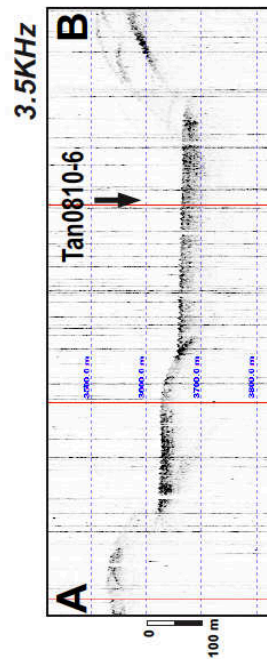
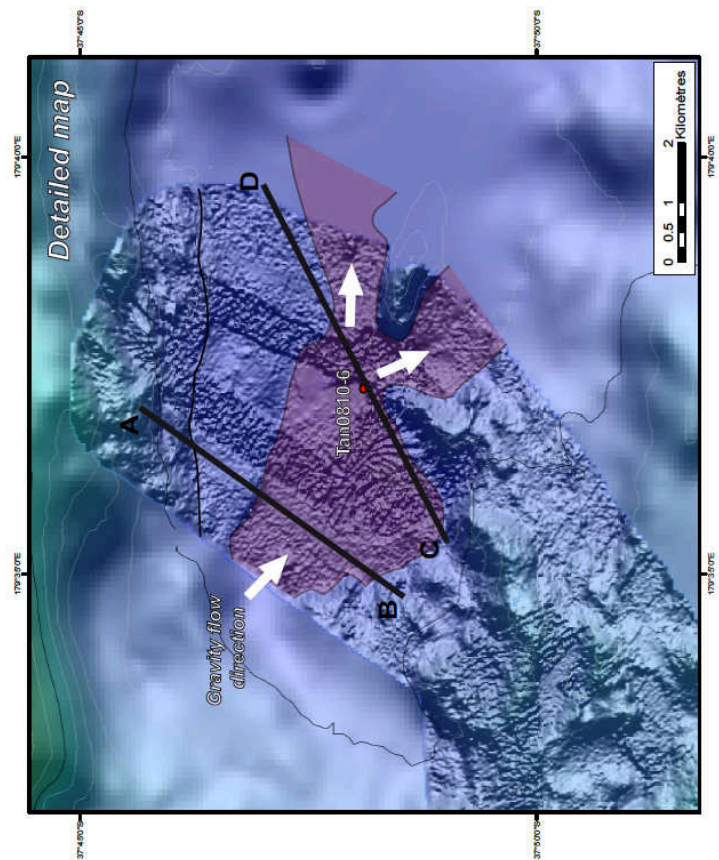
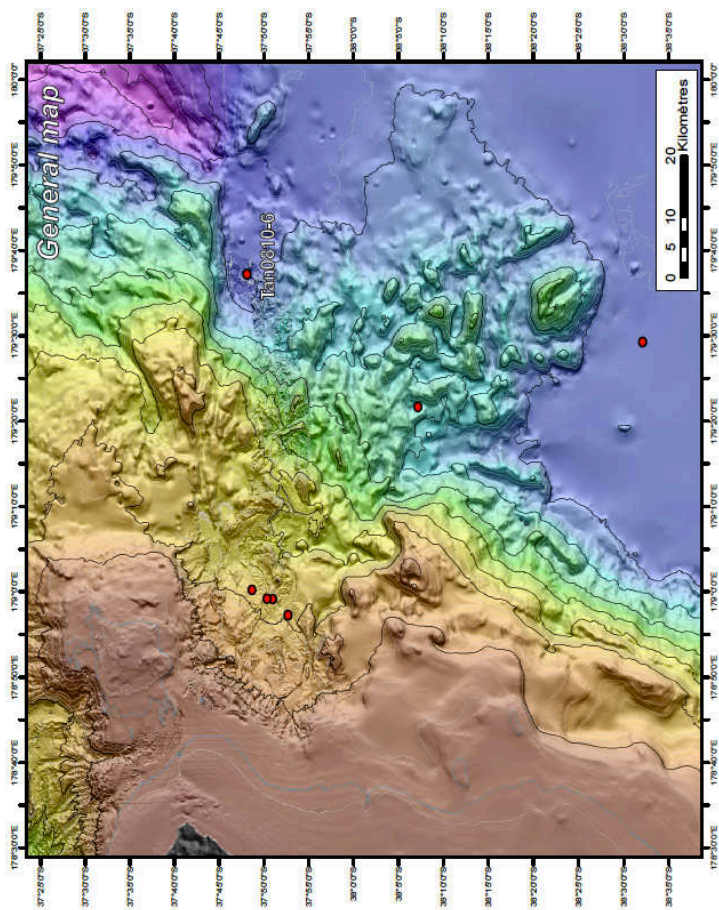
La carotte Tan0810-6 a été prélevée dans le rentrant de Ruatoria, dans un bassin en forme de cuvette, bloqué entre l'avalanche géante de Ruatoria au Sud, la cicatrice d'impact du mont sous-marin au Nord, la pente continentale à l'Ouest et le fossé Hikurangi à l'Est. Cette morphologie particulière implique que cette carotte enregistre particulièrement bien les événements gravitaires de la zone, tout en étant détachée des voies de transports principales.

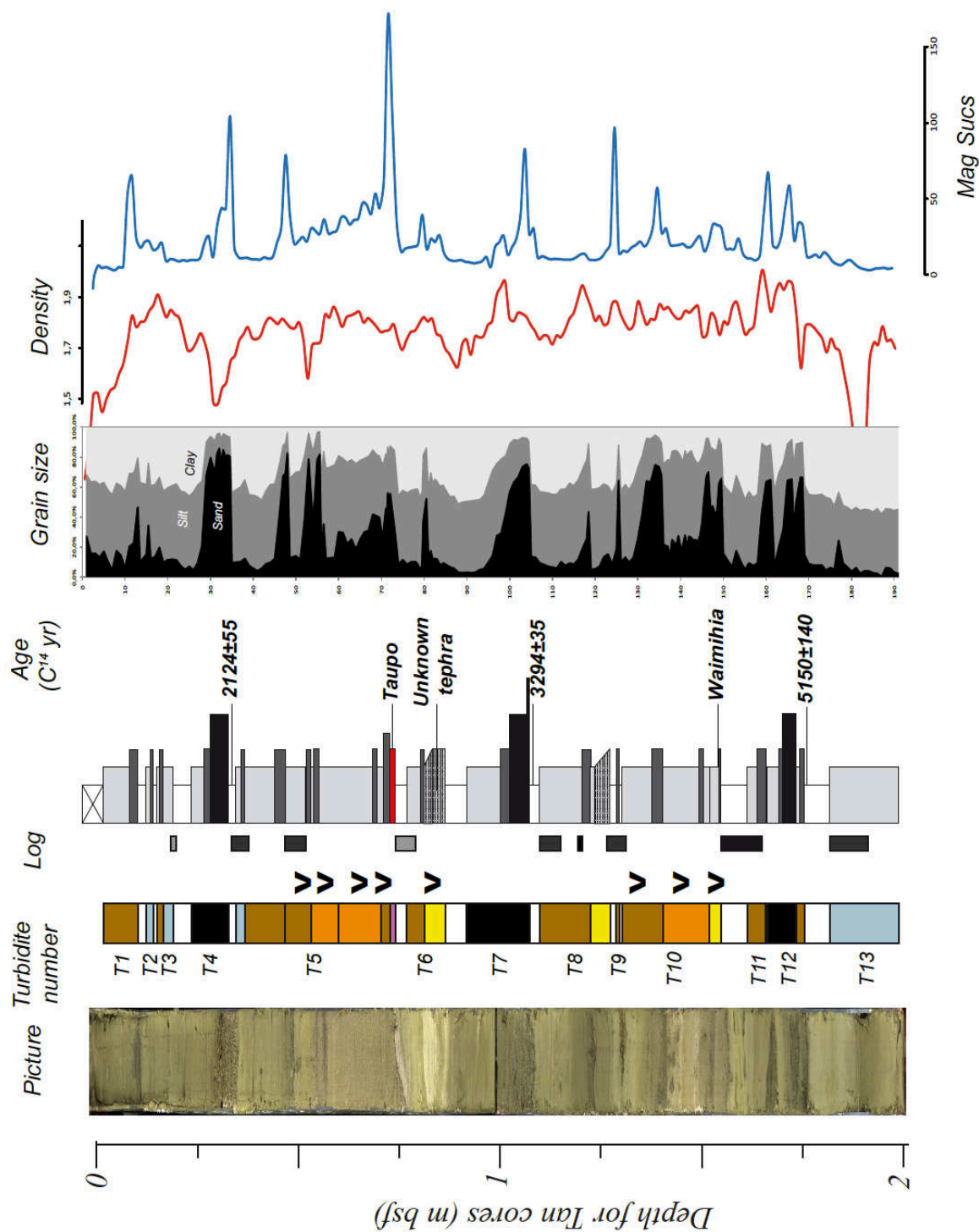
a. Conséquences directes des éruptions volcaniques

La description de la carotte Tan0810-6 montre la présence de 13 turbidites mise en place sur les derniers 5.5 kyr. Trois turbidites (T5, T6 et T10) sont des turbidites monomagmatiques primaires composées exclusivement de matériel volcanoclastique et consécutives des éruptions de Taupo (T5), de Waimihia (T10), et d'une éruption non identifiée entre les deux (T6). Cependant, il n'existe aucune éruption volcanique significative connue entre Taupo et Waimihia capable de déposer des cendres sur le rentrant de Ruatoria.

Les deux turbidites de Taupo et Waimihia sont anormalement épaisses (> 20 cm) comparées aux autres carottes (quelques centimètres). Le tephra de Taupo est identifié à la base de la turbidité de Taupo. Son épaisseur est du même ordre de grandeur que les estimations des cartes d'isobathes (Carter et al., 1995) et cohérente avec les autres carottes du rentrant.

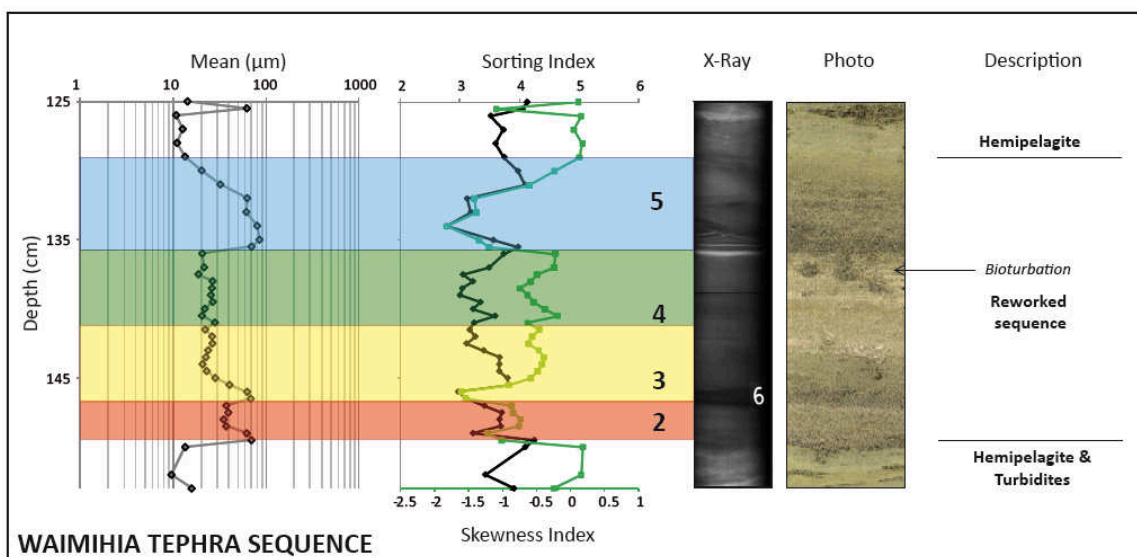
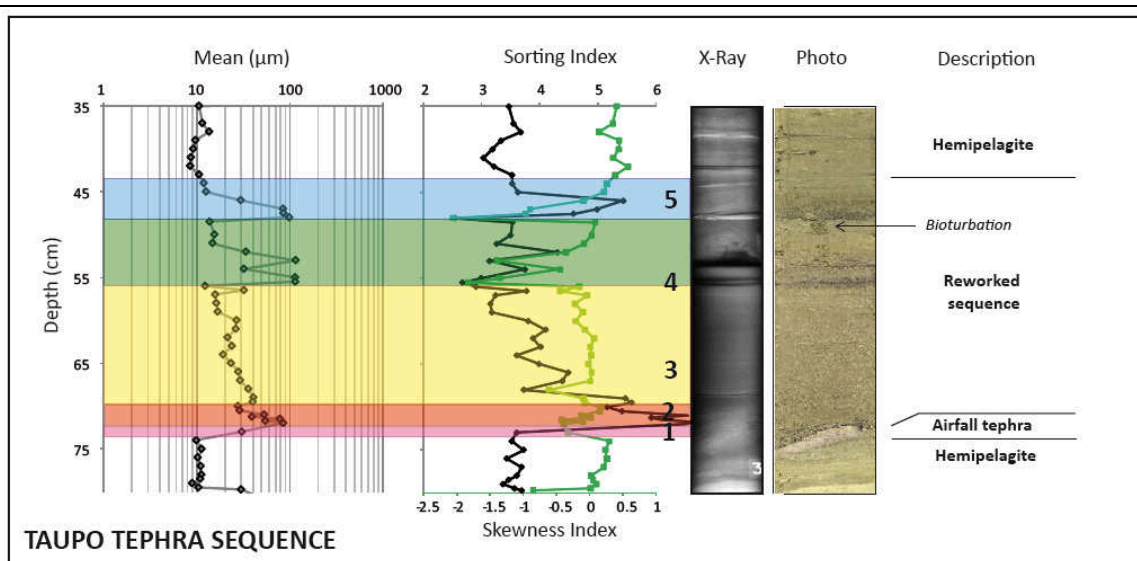
Localisation de la carotte Tan0810-6, dans un petit bassin au versants abrupts : au Nord la cicatrice de l'impact du mont sous-marin, au Sud l'avalanche géante de Ruatoria et à l'Ouest la pente continentale. La carte détaillée associée à de l'imagerie sismique 3.5 KHz, montre que la carotte est prélevée dans une zone de bas structural où s'accumulent et/ou transitent les courants de turbidité issus des trois pentes environnantes. Tan0810-6 piège donc la majorité des événements gravitaires et se trouve au centre d'une « cuvette ».





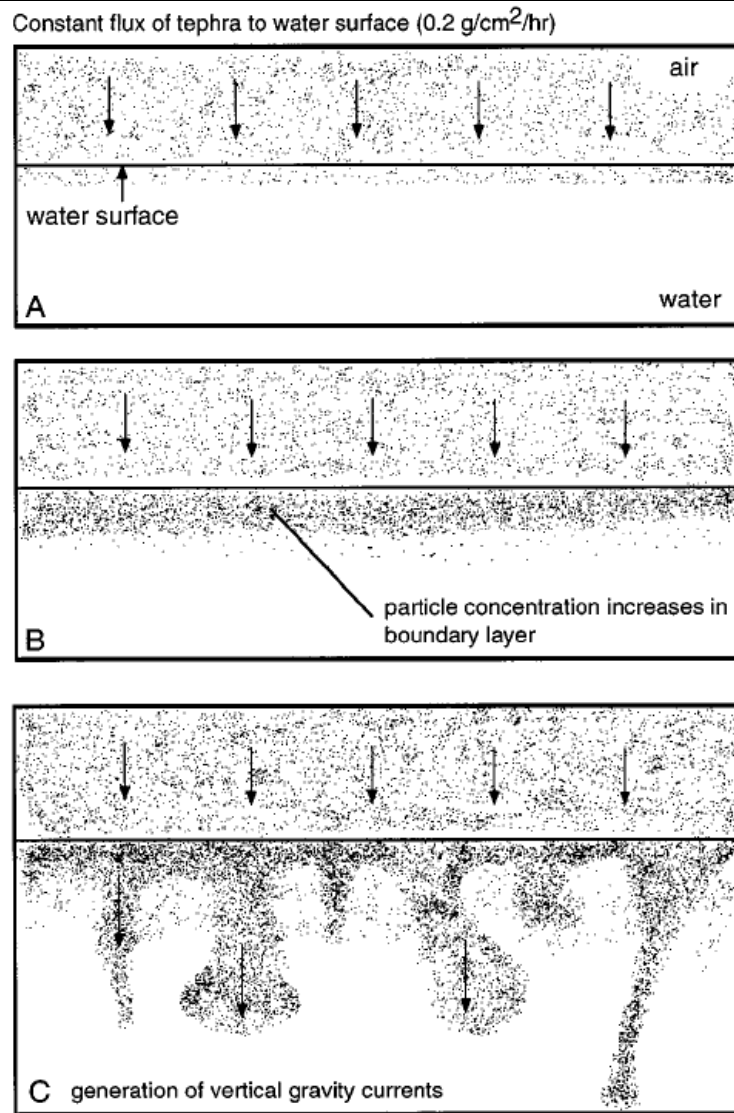
Description de la carotte Tan0810-6 montrant de gauche à droite : une photo haute résolution, la dénomination des événements, le lithotype (code couleur du Chapitre 4), le log synthétique, les données d'âges disponibles (deux identifications de tephra et trois radiocarbones), l'analyse granulométrique de résolution infra-centimétrique (en % de sables, silts et argiles), et les propriétés pétrophysiques des sédiments. Noter la présence de trois turbidites rosâtres à blanchâtres : T5, T6, T10.

L'analyse granulométrique des séquences de turbidites monomagmatiques primaires T5 et T10 montrent 5 unités distincts : (1) le niveau de tephra pas toujours préservé, suivie de (2-5) quatre unités turbiditiques grano-décroissantes. Un horizon bioturbé est visible à partir de la base de la cinquième unité, suggérant une déposition rapide entre les unités précédentes.



Caractérisation granulométrique des turbidites monomagmatiques primaires de Taupo et de Waimihia. Noter la présence de 5 unités distincts, dont une couche de tephra à la base de la séquence de Taupo.

Les turbidites monomagmatiques primaires, qui représentent des épaisseurs de cendres volcaniques 10 fois supérieures à la normale (comparées aux autres carottes de Ruatoria), sont interprétées comme le dépôt de courants de turbidité synchrones déclenchés par des courants de densité verticaux. Ces derniers, dont l'existence est démontré expérimentalement (Carey, 1997 ; Manville and Wilson, 2004), sont créés à la surface des océans lors de la décantation des nuages de cendres aériens. Les cendres s'accumulent à l'interface à l'interface atmosphère – océan, jusqu'à former un fluide eau-cendres plus dense que l'eau de mer, qui plonge par gravité. Lorsque ces courants « heurtent » le fond de l'océan, ils sont en théorie capable de se transformer en courants de turbidité de type bouffées turbides.



Modèle expérimental d'évolution de la décantation de particules volcanoclastiques à la surface de l'océan apportées (Carey, 1997). (A) Décantation initiale des cendres dans l'atmosphère et à la surface de l'océan. (B) Accumulation de cendres sous l'interface atmosphère – océan formant une couche dense. (C) Génération de courants de densité verticaux lorsque la densité de couche de cendres est suffisamment dense pour devenir instable.

Dans le rentrant de Ruatoria, la transformation des courants de turbidité au contact de la morphologie peut déclencher plusieurs courants de turbidité synchrones. Rapportés à la au bassin de la carotte Tan0810-6, ces courants synchrones convergent vers la carotte et pourraient expliquer la succession en cinq séquences des turbidites monomagmatiques primaires de Tan0810-6.

Ce modèle de dépôt des séquences turbiditiques de Taupo et Waimihia explique parfaitement leur grande épaisseur dans cette localisation spécifique.

Le modèle d'âge de la carotte Tan0810-6 permet d'estimer l'âge de mise en place de la troisième séquence de tephra non identifiée à 2182 yr BP (valeur médiane de l'intervalle 1983-2398).

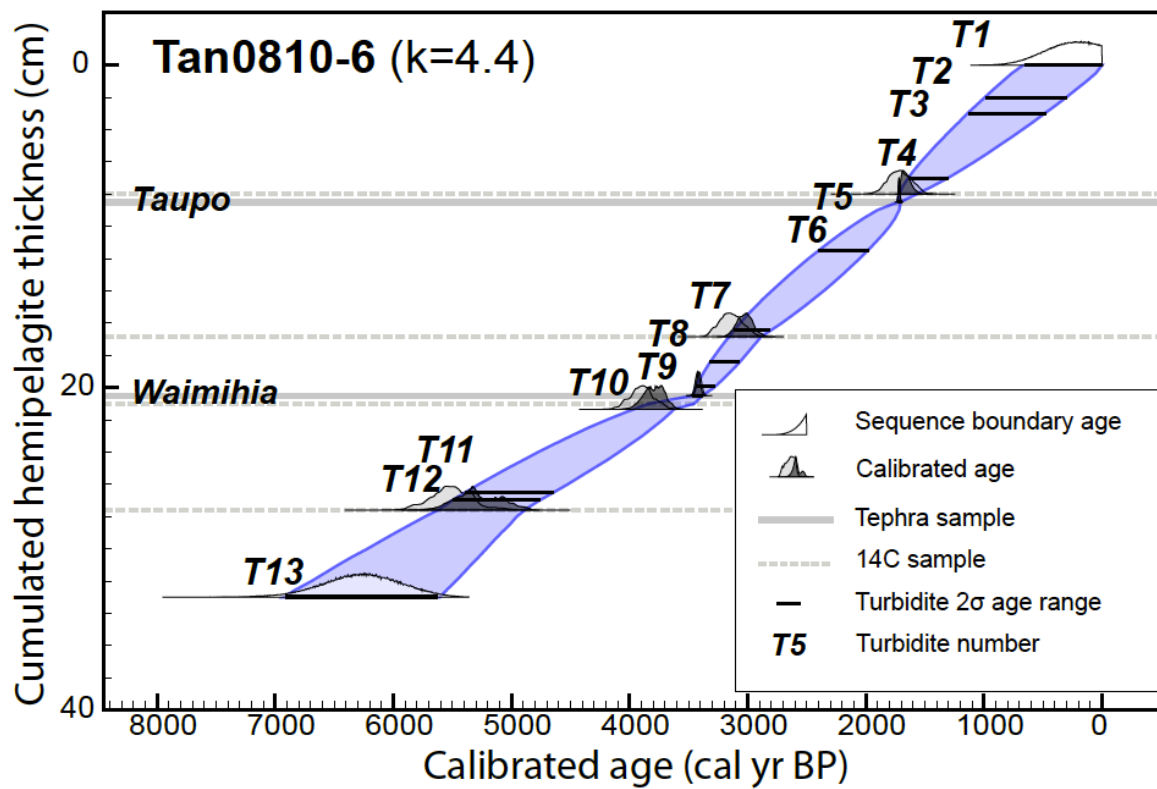
Deux éruptions entre Taupo et Waimihia ont été identifiées dans les sédiments du Lac Tutira, situé dans Hawke Bay à environ 300 km au SW de la carotte Tan0810-6 : Mapara datée à 2075 ± 85 yr BP et Whakaipo datée à 2865 ± 145 yr BP (Orpin et al., 2010 ; Page et al., 2010). Chacune de ces éruptions est matérialisée dans l'enregistrement sédimentaire lacustre par de fines couches de tephra de quelques centimètres d'épaisseur.

Les analyses terrestres de la répartition des cendres de ces deux éruptions et les cartes isopaques construites par Wilson (1993) suggèrent une direction des vents dominants lors des éruptions et montrent la direction prise par le nuage de cendres : NE pour Mapara et ESE pour Whakaipo, à partir du lac Taupo situé au SW de la carotte Tan0810-6.

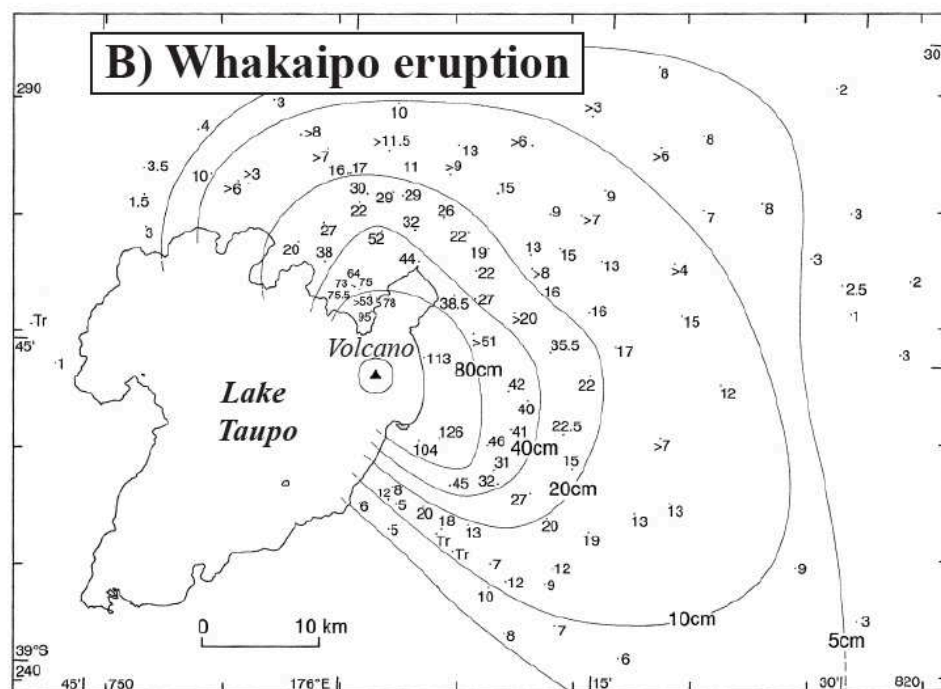
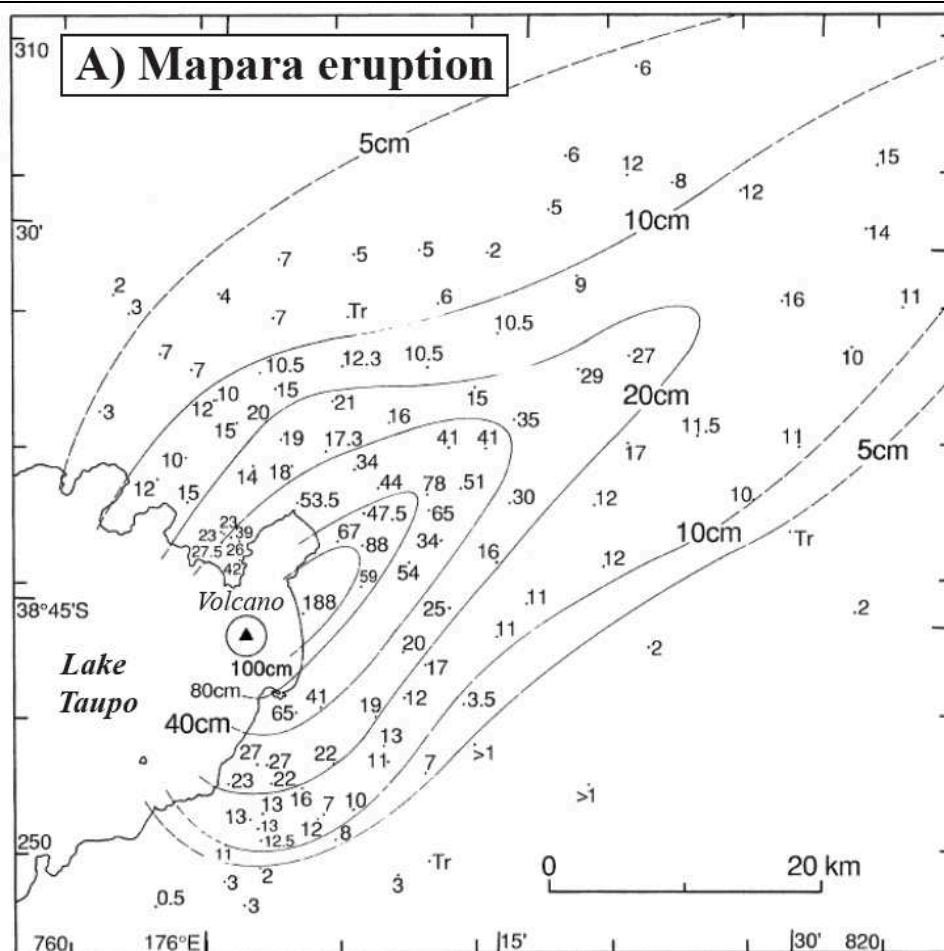
Sur la marge Nord Hikurangi, seul le tephra de Mapara a été identifié sur la plateforme de Poverty (Gomez et al., 2007). Son absence dans les bassins profonds de Poverty (Orpin, 2004) suggère une faible épaisseur du niveau de cendres (quelques millimètres) qui a été très rapidement homogénéisé par la bioturbation, le rendant invisible dans les carottes (e.g. Lewis, 1980).

L'âge, la direction des vents dominants et la présence du tephra de Mapara sur la marge Nord Hikurangi suggère que le tephra non identifié dans Tan0810-6 pourrait être celui de Mapara. Bien que son épaisseur de 9 cm ne soit pas cohérente avec la dispersion du nuage de cendres (Wilson, 1993), elle pourrait s'expliquer par la formation de courants de densité verticaux lors de la décantation d'un nuage de cendres sur la zone, comme pour Taupo et Waimihia.

Une analyse plus précise de la composition des cendres volcaniques permettrait de confirmer la présence du tephra de Mapara dans la carotte et par corolaire de fournir un exemple concret de l'existence de courants de densité verticaux volcanoclastiques. Les concentrations en éléments majeurs du tephra ont été réalisées à l'Université de Victoria de Wellington (NZ), mais n'ont pas pu être exploitées. Une comparaison simple avec les mesures effectuées sur le tephra de Mapara du lac Tutira serait intéressante.



Modèle d'âge de la carotte Tan0810-6, construit avec le logiciel Oxcal selon la méthode du Chapitre 5 (la figure et les données sont également présents dans le Chapitre 6).



Cartes isopaques des tephra de Mapara et Whakaipo montrant les directions des vents dominants (Wilson, 1993)

Tan0810-6 79cm										
No.	K2O	TiO2	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	FeO	MnO	Total
1	0.003	0.016	0	0	100.176	0.044	0.025	0.051	0.018	100.334
2	0.057	0.014	1.723	0.057	47.412	34.133	18.871	0.663	0.017	102.946
3	3.482	0.109	3.653	0.134	75.099	12.076	1.255	1.37	0	97.177
1	3.209	0.11	3.707	0.143	72.805	12.169	1.09	1.325	0.039	94.597
2	3.424	0.083	3.748	0.109	73.601	11.899	0.951	1.387	0.004	95.206
3	3.81	0.08	3.625	0.056	73.492	12.262	0.913	1.247	0.03	95.515
4	2.898	0.084	4.034	0.139	72.301	12.659	1.545	1.795	0.027	95.481
5	0.425	0.01	7.618	0.007	60.762	25.64	7.513	0.337	0.008	102.321
6	1.442	1.316	4.044	2.551	61.316	15.121	6.482	9.182	0.225	101.678
7	3.301	0.108	3.882	0.136	73.157	11.667	0.788	1.283	0.037	94.358
8	2.731	0.188	4.251	0.127	69.725	12.962	1.688	2.879	0.091	94.642
9	2.614	0.164	4.336	0.172	71.641	12.753	1.132	1.93	0.076	94.818
10	0.382	0.017	7.359	0.01	60.641	26.081	8.342	0.237	0	103.07
11	3.444	0.169	3.747	0.167	72.556	12.265	1.329	1.565	0.062	95.303
12	2.757	0.18	3.951	0.191	72.583	12.582	1.355	1.693	0.049	95.342
Minimum	0.382	0.01	3.625	0.007	60.641	11.667	0.788	0.237	0	94.358
Maximum	3.81	1.316	7.618	2.551	73.601	26.081	8.342	9.182	0.225	103.07
Average	2.536	0.209	4.525	0.317	69.548	14.838	2.761	2.072	0.054	96.861
Sigma	1.16	0.354	1.402	0.706	5.31	5.222	2.865	2.343	0.061	3.347

Tan0810-6 82.5-83cm										
No.	K2O	TiO2	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	CaO	FeO	MnO	Total
1	3.928	0.089	2.614	0.094	70.978	11.486	1.081	1.318	0.017	91.604
2	3.89	0.116	3.693	0.101	73.942	11.989	0.826	1.099	0.047	95.703
3	4.361	0.101	3.782	0.112	69.912	12.831	0.985	1.994	0.028	94.107
1	4.418	0.032	3.372	0.032	73.452	11.982	0.801	1.1	0.047	95.236
2	3.052	0.165	4.218	0.088	72.046	12.433	1.07	2.181	0.036	95.29
3	0	0	0.009	0.008	99.848	0	0.04	0.065	0	99.969
4	0.791	0.003	7.76	0.032	61.358	24.964	6.954	0.407	0	102.268
5	2.654	0.264	4.718	0.226	70.803	13.134	1.499	2.938	0.085	96.323
6	4.167	0.08	3.11	0.054	72.672	11.42	0.631	1.128	0.031	93.292
7	2.717	0.199	4.39	0.179	71.676	12.558	1.174	1.93	0.052	94.877
8	3.201	0.182	3.624	0.189	74.23	11.82	1.265	1.386	0.057	95.954
9	1.896	0.263	4.974	0.224	69.921	13.169	1.318	2.924	0.121	94.809
10	3.295	0.124	3.895	0.124	72.885	12.69	1.308	1.851	0.033	96.205
11	3.169	0.109	3.912	0.088	71.434	12.321	1.262	2.023	0.069	94.386
12	3.297	0.147	4.181	0.098	70.015	13.058	1.251	2.381	0.095	94.524
Minimum	0	0	0.009	0.008	61.358	0	0.04	0.065	0	93.292
Maximum	4.418	0.264	7.76	0.226	99.848	24.964	6.954	2.938	0.121	102.269
Average	2.721	0.131	4.014	0.112	73.362	12.462	1.548	1.693	0.052	96.094
Sigma	1.279	0.091	1.735	0.077	8.969	5.349	1.749	0.906	0.036	2.54

Concentrations relatives en éléments majeurs du tephra non identifié dans Tan0810-6 situé entre 76 et 85 cm de profondeur. Deux niveaux ont été échantillonnés. Les mesures ont été réalisées sur 12 grains de verre volcanique pour chaque échantillon. Les mesures en italiques et grisés ne sont pas des grains de verre volcaniques : soit des quartz (valeur proche de 100% de SiO₂), soit des feldspaths (valeurs anormalement forte de Al₂O₃)

b. Conséquences indirectes des éruptions volcaniques

La turbidite T4 observée juste après le tephra et la turbidite de Taupo est très riche en matériel volcanoclastique, provenant exclusivement de l'éruption de Taupo. Elle contient également des débris végétaux macroscopiques (bois) et souvent d'autres grains (quartz, foraminifères, etc ...). Contrairement aux autres turbidites monomagmatiques primaires de la carotte Tan0810-6, cette turbidite est corrélée entre toutes les carottes de Ruatoria, ainsi qu'avec celles de Poverty et de Matakaoa (voir Chapitre 6). Elle est donc reliée à un mécanisme régional et non plus local.

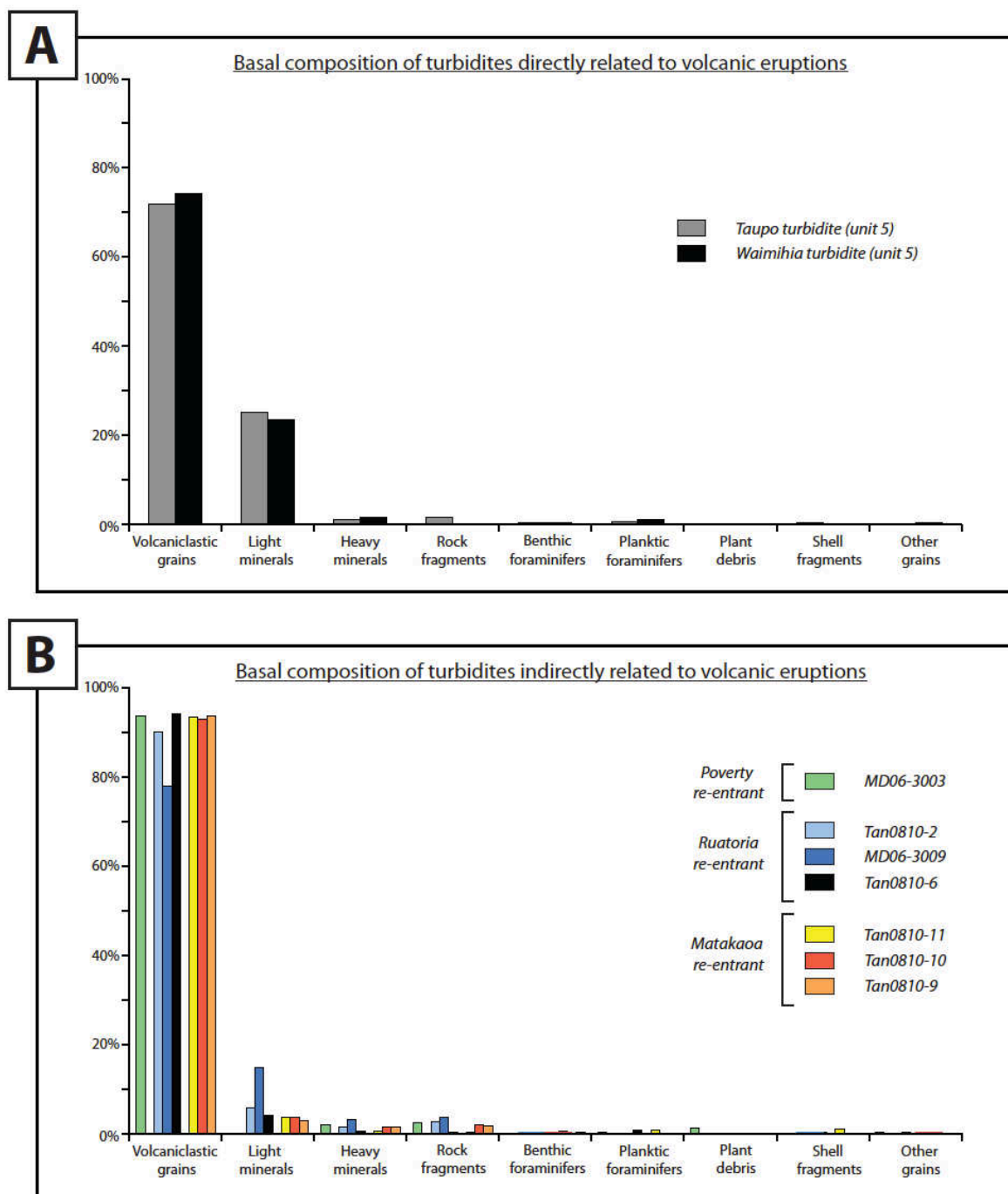
Tout le long de la marge, elle présente la même composition et est reconnue soit directement au dessus du tephra de Taupo, soit séparée de quelques centimètres par d'hémipélagites. La présence d'hémipélagite implique la présence de temps entre le déclenchement de la turbidité et l'éruption volcanique. Cette événement turbiditique régionale est daté à 1711 ± 6 yr BP dans le chapitre 6 (nommé H5), soit quelques années à peine après Taupo.

Un événement aux caractéristiques similaires a été observé dans le domaine lacustre du Lac Tutira : une séquence granoclassée riche en matériel volcanoclastique juste au dessus du tephra de Taupo (Orpin et al., 2010).

La composition de cet événement turbiditique, son impact régional (présent sur les trois rentrants et dans le lac de Tutira), et son identification quelques années après l'éruption suggère un déclenchement indépendant de l'éruption volcanique.

L'éruption de Taupo a expulsé près de 13 km^3 de matériel volcanoclastique en seulement quelques jours recouvrant une partie de l'île Nord de Nouvelle-Zélande (Carter et al., 1995 ; Lowe et al., 2008 ; Smith et al., 2005). Les cendres déposées dans les bassins versants ont détruit et enfoui la végétation (Wilmschurst and McGlone, 1996) entraînant la mise à disposition d'une immense quantité de sédiments friables à l'érosion.

Cette événement turbiditique est interprété comme le dépôt d'une crue qui remobiliserait une partie de l'immense quantité de matériel volcanoclastique friable recouvrant l'île Nord. Un travail plus poussé est nécessaire pour confirmer le déclenchement de cette turbidite par une crue lessivant simultanément plusieurs bassins versants.



Analyses de compositions de la base des turbidites (A) directement reliées au volcanisme : les turbidites monomagmatiques primaires, et (B) indirectement reliées au volcanisme : la turbidite volcanoclastiques reconnue quelques années après l'éruption de Taupo. Les proportions relatives en grains volcanoclastiques (ponces et verre volcanique) et en minéraux légers (quartz et feldspaths volcaniques) sont caractéristiques. La catégorie B semble contenir plus de fragments de roche et moins de minéraux légers que la catégorie A. La présence de débris végétaux macroscopiques n'est pas visible dans ces diagrammes. A noter qu'au vu de la composition, un doute subsiste pour la turbidite de MD06-3009 (bleu foncé) qui présente certaines affinités avec la catégorie A (proportions de grains volcanoclastiques et minéraux légers) et d'autres avec la catégorie B (proportions en minéraux lourds et fragments de roche).